

**EL MIOCENO DE LA
SERRA NORD DE MALLORCA
(ESTRATIGRAFIA, SEDIMENTOLOGIA
E IMPLICACIONES ESTRUCTURALES)**

**ANTONIO RODRÍGUEZ PEREA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
UNIVERSIDAD DE PALMA DE MALLORCA**

**EL MIOCENO DE LA
SERRA NORD DE MALLORCA
(ESTRATIGRAFIA, SEDIMENTOLOGIA
E IMPLICACIONES ESTRUCTURALES)**

**ANTONIO RODRÍGUEZ PEREA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
UNIVERSIDAD DE PALMA DE MALLORCA**

**TESIS DE DOCTORADO
LEIDA EL 28 DE SEPTIEMBRE DE 1984
EN LA FACULTAT DE GEOLOGIA DE LA
UNIVERSITAT DE BARCELONA
ANTE EL SIGUIENTE TRIBUNAL, OBTENIENDO LA
CALIFICACIÓN DE SOBRESALIENTE CUM LAUDE**

PRESIDENTE

DR. D. ORIOL RIBA I ARDERIU (U.B.)

VOCALES

**DR. D. JUAN ANTONIO VERA TORRES (U.G.)
DR. D. ANTONIO OBRADOR I TUDURI (U.A.B.)
DR. D. PERE SANTANACH I PRATS (U.B.)
DR. D. LLUIS POMAR I GOMÀ (U.P.M.)**

Cítese como:

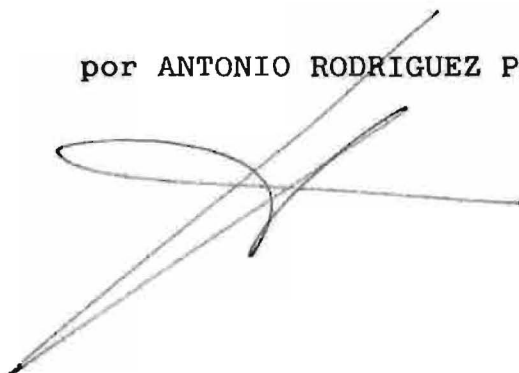
RODRIGUEZ-PEREA, A. (1984): "El Mioceno de la Serra Nord de Mallorca (Estratigrafía, Sedimentología e implicaciones estructurales)" Departamento de Geología , Facultad de Ciencias, Universidad de Palma de Mallorca, xv + 533 p. (Inedito).

DEDICO HOC OPUS:

ISABELLAE,
MEIS PARENTIBUS,
PAULO FALLOT,
APERTIS ITINERIBUS,
NITIDIS FUTURIS,
CAPRIS OVIBUSQUE
ET MARI.

EL MIOCENO DE LA SERRA NORD DE MALLORCA
(ESTRATIGRAFIA, SEDIMENTOLOGIA E IMPLICACIONES ESTRUCTURALES)

por ANTONIO RODRIGUEZ PEREA

A stylized, handwritten signature in dark ink, consisting of several overlapping loops and a long horizontal stroke extending to the right.

Tesis de doctorado realizada
en el Departamento de Geología
de la Universidad de Palma de
Mallorca, y dirigida por el DR.
Luis Pomar Gomà, Profesor Titu-
lar de Geología de la Universi-
dad de Palma de Mallorca.

Palma de Mallorca, 23 Agosto 84

Vº Bº
el Director de la Tesis

A handwritten signature in dark ink, featuring a large, prominent loop at the top and a series of smaller, fluid strokes below it.

Luis Pomar Gomà

RESUMEN

El Mioceno de la Serra Nord de Mallorca presenta dos secuencias deposicionales o Unidades Tectonosedimentarias para las que se propone la categoría de Formación.

La Formación Calcarenítica de Sant Elm comprende facies continentales litorales y de plataforma y registra un ciclo transgresivo-regresivo en condiciones tectónicamente estables. Se sitúa discordante sobre un basamento mesozoico y terciario ya tectonizado y su techo, está erosionado por la Fm. TB. que se le superpone.

La distribución de las diversas asociaciones de facies muestra una paleotopografía compleja en la que se definen áreas emergidas hacia el W en la zona meridional de la Serra, hacia el N y NW en la zona septentrional y hacia el E y SE en la zona central.

Entre estas áreas se encuentran zonas marinas de aguas someras con desarrollos arrecifales e importantes aportes terrígenos.

La edad de esta formación es poco precisa, pero puede situarse en el Burdigaliense inferior.

La Formación Turbidítica de Banyalbufar registra el hundimiento generalizado de gran parte del área Balear, contemporáneo de un evento transgresivo importante.

Sus depósitos presentan secuencias transgresivas o retrogradacionales de abanico interno o talud inferior a "basin plain". Sus paleocorrientes indican áreas emergidas al S y SW de la Serra Nord.

Entre los depósitos de fondo llano se intercalan megaturbiditas de potencias métricas cuya evolución a partir de deslizamientos gravitacionales ha podido evidenciarse.

La edad de la Formación Turbidítica de Banyalbufar es Burdigaliense superior - Langhiense

El conjunto de los depósitos miocenos están afectados por la fase tectónica post-Langhiense que estructura la Serra Nord. Su deformación evoluciona desde pliegues vergentes al NW en los dos extremos de la Serra a zonas poliescamadas ("duplex complex") en el centro de la misma y cuestiona la Unidades Tectónicas propuestas hasta la actualidad.

RESUM

El Miocè de la Serra Nord de Mallorca presenta dues seqüències deposicionals o Unitats Tectonosedimentàries per a les que es proposa la categoria de Formació.

La Formació Calcarenítica de Sant Elm compred facies continentals, litorals i de plataforma i enregistre un cicle transgressiu-regressiu en condicions tectònicament estables. Se sitúa discorant sobre un basament mesozoic i terciari, ja tectonitzat i el seu sostre està erosionat per la Formació Turbidítica de Banyalbufar que se li superpon.

La distribució de les diverses associacions de facies mostra una paleotopografia complexa, en la que es poden definir àrees emergides vers el W en la zona meridional de la Serra, vers el N i NW a la zona septentrional i vers el E i SE a la zona central.

Entre aquestes àrees es troven zones marines d'aigües somes amb desenvolupaments arrecifals i amb importants aportos terrígens. L'edat d'aquesta Formació és poc precisa, però pot situar-se en el Burdigalià inferior.

La Formació Turbidítica de Banyalbufarenregistra mitjançant facies turbidítiques l'esfonsament generalitzat de gran part de l'àrea Balear, contemporani d'un important episodi transgressiu. Els seus dipòsits presenten seqüències transgressives o retrogradacionals de ventall intern o talús inferior a "basin plain" i les seves paleocorrents indiquen àrees emergides al S i SW de la Serra Nord.

Entre el dipòsits de fons plà s'intercal.len megaturbidites de potències d'ordre mètric en les que s'ha pogut evidenciar la seva evolució a partir de lliscaments gravitacionals.

L'edat de la Formació Turbidítica de Banyalbufar és Burdigalià superior-Langhià inferior.

Tot el conjunt de dipòsits miocens estan afectats per la fase tectònica post-langhiana que estructura la Serra Nord. La seva formació evolucionava des de plecs amb vergència vers el NW en els dos extrems de la Serra, a zones poliescatades ("duplex-complex") en el centre de la mateixa, tot questionant les unitats tectòniques proposades fins a l'actualitat.

RESUME

Le Miocène de la Serra Nord de Majorque présente deux séquences de dépôt ou unités tectosédimentaires pour lesquelles on propose la catégorie de Formation.

La Formation Calcarénitique de Sant Elm se compose de faciès continentaux, littoraux et de plate-forme, et enregistre un cycle transgressif-régressif dans des conditions tectoniquement stables. Elle a une position discordante sur une base mésozoïque déjà tectonisée et son sommet est érodé par la Formation Turbiditique de Banyalbufar qui le superpose.

La distribution des diverses associations de faciès montre une paléotopographie complexe dans laquelle se définissent des aires émergées vers l'Ouest dans la zone méridionale de la Serra, vers le Nord et le Nord-Ouest de la zone septentrionale et vers l'Est et le Sud-Est de la zone centrale.

Entre ces aires, nous pouvons observer des zones marines d'eaux sommaires ayant des développements récifaux et d'importants apports terrigènes. On ne peut guère savoir avec précision l'âge de cette Formation mais on peut la situer dans le Burdigalien inférieur.

La Formation Turbiditique de Banyalbufar enregistre le plongement généralisé d'une grande partie de l'aire Baléare.

Ses dépôts présentent des séquences transgressives ou rétrogradationnelles de cône interne ou talus inférieur à fond plat.

Ses paléocourants indiquent des zones d'emersion au S et SW de la Serra Nord. Entre les dépôts de fond plat s'intercalent des mégaturbidites d'épaisseur métrique dont leur évolution a pu être constatée à partir des glissements gravitationnels. L'âge de la Formation T.B. date du Burdigalien supérieur-Langhien inférieur.

D'un point de vue structurel, les dépôts miocènes se trouvent affectés par la phase tectonique post-langhienne qui conforme la Serra Nord.

Sa déformation évolue de plis inclinés vers le NW aux deux extrêmes de la Serra à des zones polyécaillées ("Duplex Complex") à son centre et met en question les unités tectoniques proposées jusqu'à maintenant.

ABSTRACT

The Miocene of the Serra Nord of Majorca presents two depositional sequences for which is proposed the category of Formation.

The Calcarenite Formation of Sant Elm consist of continental and shallow marine facies, and registers a transgressive-regressive cycle in tectonicment stable conditions. It lay unconform on a mesozoic yet "tectonised" basament and its top is eroded by the Turbiditic Formation of Banyalbufar.

The distribution of various facies associations shows a complex paleotopography in which are defined emerged areas towards the West in the Southern part of the Chain, to the Nord and Nord-West in the Northern part, and to the East and South-East in the middle part.

Between these areas are marine environments, zones of shallow waters with reefal developments and considerable terrigenous input.

The age of this Formation can be situated in the lower Burdigalian.

The Turbiditic Formation of Banyalbufar registers the generalized plunge of a large part of the Balear area. Its deposits present transgressive or retrogradational sequences from inner fan or lower slope to basin plain.

Its palaeocurrentes indicate areas of South and South West emergences of the Serra Nord.

Between the basin plain deposits are intercalated megaturbidites which evolution could be established from gravitational slides.

The age of the T.B. Formation is upper Burdigalian-lower Langhian.

The Miocene deposits of the Serra Nord are affected by the post-Langhian tectonic phase which forms the Serra Nord. Its deformation evolves from folded belts in the two extremes of the chain to a thrust system in its central part, and questions the tectonic units proposed till now.

AGRADECIMIENTOS

La realización de este trabajo ha sido posible gracias a la colaboración de numerosas personas. Sirva su mención aquí como reconocimiento a su labor.

En primer lugar he de agradecer los consejos, ayuda y amistad del Dr. Lluís Pomar i Gomà, director de esta Tesis. Deseo también expresar mi gratitud al Dr. Oriol Riba i Arderiu y al Dr. Antoni Obrador Tudurí por sus consejos y apoyo, al igual que al Dr. Pere Santanach i Prats.

Quiero constatar la solidaridad de Joan Josep Fornós i Astó, y el apoyo de Francesc Sabat y Jaume Munar. A Andreu Pol, Damià Jaume, Jorge Lalucat, Margarita Matas, Miquel Jaume, Ada Pascual, Toni Font, Eloisa Anglada, Vicenç Forteza, Joan Pericás, Patricia Loicillóu y Francisco Aguilar les debo el favor de contarles como amigos y gozar de su compañía y ayuda.

A todos ellos mi más profundo agradecimiento.

INDICE

I. <u>INTRODUCCION</u>	1
I.1 <u>MARCO GEOGRAFICO</u>	3
I.2 <u>MARCO GEOLOGICO</u>	9
ESTRATIGRAFIA	9
PALEOZOICO	9
MESOZOICO	12
<u>Permotriásico</u>	12
<u>Jurásico</u>	14
CENOZOICO	17
<u>Terciario</u>	17
<u>Cuaternario</u>	27
TECTONICA	28
I.3 <u>OBJETIVOS</u>	37
I.4 <u>METODO</u>	39
<u>Terminología petrográfica</u>	40
<u>Toponimia</u>	44
I.5 <u>ANTECEDENTES</u>	45
II. <u>LAS FACIES DE PLATAFORMA</u>	59
II.1 <u>INTRODUCCION A LAS PLATAFORMAS MIXTAS TERRIGENO-CARBONATADAS</u>	63
II.2 <u>FORMACION CALCARENITICA DE SANT ELM: PROPUESTA DE DEFINICION</u>	73
NOMBRE	73
LOCALIDAD TIPO	73
CLASE Y RANGO DE LA UNIDAD	73
ANTECEDENTES HISTORICOS	73
ESTRATOTIPOS	75
<u>Hipoestratotipo I</u>	76
<u>Hipoestratotipo II</u>	76
<u>Hipoestratotipo III</u>	77
RELACIONES DE LOS ESTRATOTIPOS CON OTRAS UNIDADES ESTRATIGRA- FICAS	77
DESCRIPCION DE LA UNIDAD EN LA LOCALIDAD TIPO	78
ASPECTOS REGIONALES	80
GENESIS	82

CORRELACION CON OTRAS UNIDADES	83
EDAD GEOLOGICA	83
II.3 DESCRIPCION DE LOS AFLORAMIENTOS	86
SECTOR I: AFLORAMIENTOS DEL SW DE LA SIERRA	87
AFLORAMIENTOS DE SA DRAGONERA	88
<u>Antecedentes</u>	88
<u>Estructura</u>	88
<u>Descripción</u>	90
<u>Interpretación</u>	92
AFLORAMIENTOS DEL AREA DE SANT ELM	93
<u>Antecedentes</u>	93
<u>Estructura</u>	94
<u>Descripción</u>	96
Series de Sa Punta Negra	98
Series de Sa Punta de S'Aigua Dolça	100
Series de S'Enfront-Torre de Cala En Basset	102
Depósitos de Sant Elm-Serra de Pereixota	103
Depósitos del Castell de Sant Elm	104
Depósitos del flanco NW de Punta Galinda-Sa Llobeta	105
<u>Interpretación</u>	107
AFLORAMIENTOS DE SA TRAPA	109
<u>Antecedentes</u>	109
<u>Estructura</u>	109
<u>Descripción</u>	110
<u>Interpretación</u>	112
AFLORAMIENTOS DE ES RATJOLI	112
<u>Antecedentes</u>	112
<u>Estructura</u>	114
<u>Descripción</u>	114
<u>Interpretación</u>	118
AFLORAMIENTOS DE SES ORTIGUES	118
<u>Antecedentes</u>	118
<u>Estructura</u>	119
<u>Descripción</u>	120
<u>Interpretación</u>	122

AFLORAMIENTOS DE CALA D'EGOS	123
<u>Antecedentes</u>	123
<u>Estructura</u>	123
<u>Descripción</u>	124
<u>Interpretación</u>	124
AFLORAMIENTOS DE ANDRAITX	126
AFLORAMIENTOS DE S'ALQUERIA-S'ESCLOP	128
<u>Antecedentes</u>	128
<u>Estructura</u>	128
<u>Descripción</u>	130
<u>Interpretación</u>	133
LOS DEPOSITOS ARRECIFALES DE SANTA PONÇA	134
INTERPRETACION DE LOS AFLORAMIENTOS DEL SECTOR SW DE LA SERRA	136
SECTOR II: BANYALBUFAR-PUIGPUNYENT	138
AFLORAMIENTOS DE ESTELLENCS	139
<u>Antecedentes</u>	139
<u>Estructura</u>	140
<u>Descripción</u>	142
<u>Interpretación</u>	143
AFLORAMIENTOS DE BANYALBUFAR	145
<u>Antecedentes</u>	145
<u>Estructura</u>	146
<u>Descripción</u>	147
<u>Interpretación</u>	149
AFLORAMIENTOS DE ES PORT D'ES CANONGE	151
<u>Antecedentes</u>	151
<u>Estructura</u>	152
<u>Descripción</u>	154
<u>Interpretación</u>	155
AFLORAMIENTOS DE PUIGPUNYENT	157
<u>Son Noguera</u>	157
<u>Son Fava-Es Piconar</u>	158
<u>Son Serralta</u>	159
<u>Puig de Son Roca</u>	159
<u>Son Cotoner</u>	160
<u>Es Verger</u>	160
<u>Lame de Ca Na Lluisa</u>	160

<u>Interpretación de los depósitos de Puigpunyent</u>	161
AFLORAMIENTOS DE ESPORLES	163
INTERPRETACION DE LOS AFLORAMIENTOS DEL SECTOR BANYALBUFAR- PUIGPUNYENT	165
SECTOR III. DEIA-ES TEIX	167
AFLORAMIENTOS DE VALLDEMOSSA	168
<u>Antecedentes</u>	168
<u>Estructura</u>	168
<u>Descripción</u>	169
<u>Interpretación</u>	172
AFLORAMIENTOS DE SON MARROIG-DEIA	174
<u>Antecedentes</u>	174
<u>Estructura</u>	176
<u>Descripción</u>	178
Series de Ca Madó Pilla I y II (CSE-4 y 5)	178
Serie del Mirador de Ramon Llull (CSE-6)	181
Serie de Son Marroig-I (CSE-7)	184
Afloramientos de Na Foradada	191
Serie de Son Gallart-I (CSE-8)	192
Afloramientos de Es Castellàs	195
Afloramientos de Es Picons	195
<u>Interpretación de los sedimentos miocenos del área de Son Marroig-Deià</u>	198
AFLORAMIENTOS DE LLUC ALCARI	202
<u>Antecedentes</u>	202
<u>Estructura</u>	202
<u>Descripción</u>	204
Serie de la Cala de Deià (CSE-9)	206
Serie de la Punta de Sa Caseta d'Es Coix (CSE-10)	208
Serie de Sa Caleta (CSE-11)	208
Serie de Es FERros de Ca'n Palou (CSE-12)	211
Serie de Lluc Alcari (CSE-13)	213
Serie de Es Tres Còdols (CSE-14)	215
Serie de Es Tres Còdols-NE (CSE-15)	215
Serie de Es Colomers-SW (CSE-16)	220
Serie de Es Colomers-NE (CSE-17)	220
Afloramientos de la cuarta y quinta escama de Lluc Alcari	224

<u>Interpretación de los afloramientos de Lluç Alcari</u>	225
AFLORAMIENTOS DE ES GALL-ALCONASSER	227
<u>Antecedentes</u>	227
<u>Estructura</u>	227
<u>Reinterpretación</u>	228
AFLORAMIENTOS DE PASTORITX	230
<u>Antecedentes</u>	230
<u>Estructura</u>	230
<u>Descripción</u>	231
<u>Interpretación</u>	231
AFLORAMIENTOS DE ES TEIX	232
<u>Antecedentes</u>	232
<u>Estructura</u>	232
<u>Descripción</u>	232
<u>Interpretación</u>	234
INTERPRETACION DE LOS AFLORAMIENTOS DEL SECTOR DEIA-ES TEIX	235
SECTOR IV: BINIS-LLUC	238
AFLORAMIENTOS DE MONCAIRE-BINIS	239
<u>Antecedentes</u>	239
<u>Estructura</u>	240
<u>Descripción</u>	242
Area de Moncaire	242
Area de Binis	243
Area de Els Matalassos	244
Serie de Es Gorg dels Diners	246
<u>Interpretación</u>	246
AFLORAMIENTOS DE ES CLOT-MONNABER-ELS CARDSCOLERS	249
<u>Antecedentes</u>	249
<u>Estructura</u>	251
<u>Descripción</u>	251
Area de Es Clot-Monnaber	251
Area de Es Barranc dels lloers	253
Area de Els Cardscolers	254
<u>Interpretación</u>	255
AFLORAMIENTOS DEL AREA DEL PUIG ROIG	257
<u>Antecedentes</u>	257
<u>Estructura</u>	258
<u>Descripción de los afloramientos</u>	258

Flanco NW del Puig Roig	258
Es Cosconar	267
Afloramientos de Sa Plana	268
Afloramientos del NW del Coll Siuró y de S'Abanor	270
Afloramientos de Lluc-Aubarca	271
Afloramientos de Mortitx y Pedrusella	274
Afloramientos de Escorca y Carretera de La Calobra	276
<u>Interpretación de los afloramientos de Lluc-Puig Roig</u>	277
AFLORAMIENTOS DE SON TORRELLES	280
<u>Antecedentes</u>	280
<u>Estructura</u>	280
<u>Descripción</u>	280
<u>Interpretación</u>	282
INTERPRETACION GENERAL DE LOS AFLORAMIENTOS DEL SECTOR	
BINIS-LLUC	282
SECTOR V: FARTARITX-FORMENTOR	285
AFLORAMIENTOS DE FARTARITX	286
<u>Antecedentes</u>	286
<u>Estructura</u>	286
<u>Descripción</u>	288
<u>Interpretación</u>	289
AFLORAMIENTOS DEL CASTELL DEL REI	291
<u>Antecedentes</u>	291
<u>Estructura</u>	291
<u>Descripción</u>	291
<u>Interpretación</u>	295
AFLORAMIENTOS DE FORMENTOR	296
<u>Antecedentes</u>	296
<u>Estructura</u>	297
<u>Descripción</u>	299
<u>Interpretación</u>	303
AFLORAMIENTOS DE POLLENÇA	304
INTERPRETACION GLOBAL DE LOS AFLORAMIENTOS DEL SECTOR	
FARTARITX-FORMENTOR	305
II.4 <u>CONCLUSIONES</u>	307

III. <u>LOS DEPOSITOS TURBIDITICOS</u>	313
III.1 <u>LOS DEPOSITOS TURBIDITICOS CARBONATADOS</u>	316
INTRODUCCION: SILICLASTICOS VERSUS CARBONATADOS	316
PROCESOS	318
<u>Caída de bloques (Rockfall)</u>	320
<u>Deslizamientos gravitacionales (Sliding y slumping)</u>	320
<u>Flujos gravitacionales de sedimentos (SGF)</u>	321
TIPOS DE DEPOSITO	327
<u>Megaturbiditas</u>	336
ASOCIACIONES DE FACIES Y MODELOS	343
<u>Abanicos de alta eficacia</u>	345
<u>Abanicos de baja eficacia</u>	347
<u>Modelos carbonatados</u>	349
III.2 <u>FORMACION TURBIDITICA DE BANYALBUFAR: PROPUESTA DE</u>	
<u>DEFINICION</u>	354
NOMBRE	354
LOCALIDAD TIPO	354
CLASE Y RANGO DE LA UNIDAD	355
ANTECEDENTES HISTORICOS	355
ESTRATOTIPO	356
RELACIONES DEL ESTRATOTIPO CON OTRAS UNIDADES ESTRATIGRA-	
FICAS	356
DESCRIPCION DE LA UNIDAD EN LA LOCALIDAD TIPO	356
ASPECTOS REGIONALES	359
CORRELACION CON OTRAS UNIDADES	359
EDAD GEOLOGICA	360
III.3 <u>DESCRIPCION E INTERPRETACION DE LAS SERIES</u>	362
SERIE DE SANT ELM-FERRA (TB1)	363
<u>Situación</u>	363
<u>Antecedentes</u>	363
<u>Descripción</u>	363
<u>Procesos</u>	366
<u>Interpretación</u>	366
SERIES DE CALA D'EGOS, I y II (TB2 y TB3)	367
<u>Situación</u>	367
<u>Antecedentes</u>	367

<u>Descripción</u>	367
<u>Procesos</u>	370
<u>Interpretación</u>	371
SERIE DE CA'N TALER (TB-4) y AFLORAMIENTOS DE ES PORT D'ANDRAITX	372
<u>Situación</u>	372
<u>Antecedentes</u>	372
<u>Descripción</u>	372
<u>Procesos</u>	373
<u>Interpretación</u>	373
SERIE DE ES RATJOLI (TB-5)	376
<u>Situación</u>	376
<u>Antecedentes</u>	376
<u>Descripción</u>	376
<u>Procesos</u>	378
<u>Interpretación</u>	378
AFLORAMIENTOS DE PUNTA JOVE-SES ORTIGUES	379
SERIE DE SA COMA CALENTA (TB-6)	380
<u>Situación</u>	380
<u>Antecedentes</u>	380
<u>Descripción</u>	380
<u>Interpretación</u>	382
SERIE DE ESTELLENCES (SON FORTUNY) (TB-7)	384
<u>Características e interpretación</u>	384
SERIES DE PUIGPUNYENT-NA FATIMA (TB-8)	387
<u>Características e interpretación</u>	387
SERIE DE PUIGPUNYENT-SUR (TB-9)	389
<u>Situación</u>	389
<u>Antecedentes</u>	389
<u>Descripción</u>	389
<u>Procesos</u>	391
<u>Interpretación</u>	391
SERIE DE SA GALERA (TB-10)	392
<u>Características e interpretación</u>	392
SERIE DE ES PORT D'ES CANONGE (TB-11)	394
<u>Características e interpretación</u>	394

SERIE DE SON GALLART-II (TB-12)	398
<u>Situación</u>	398
<u>Descripción</u>	398
<u>Procesos</u>	399
<u>Interpretación</u>	399
AFLORAMIENTOS DE DEIA	401
AFLORAMIENTOS DE LLUC ALCARI-RECO D'ES GALL	404
AFLORAMIENTOS DE ELS CARDESCOLERS Y SON TORRELLES	407
AFLORAMIENTOS DE FARTARITX	408
SERIE DE CALA CASTELL (TB-13)	410
<u>Situación</u>	410
<u>Descripción</u>	410
<u>Procesos</u>	410
<u>Interpretación</u>	410
SERIE DE CALA BOQUER (TB-14)	412
<u>Situación</u>	412
<u>Descripción</u>	412
<u>Procesos</u>	414
<u>Interpretación</u>	414
III.4 <u>CONCLUSIONES</u>	415
DISTRIBUCION DE LAS ASOCIACIONES DE FACAIES, PALEOCORRIENTES Y PALEOGEOGRAFIA	415
IV. <u>IMPLICACIONES ESTRUCTURALES</u>	423
V. <u>DISCUSION Y CONCLUSIONES</u>	435
V.1 <u>PROBLEMAS DE INDOLE GENERAL</u>	437
V.2 <u>CONCLUSIONES GENERALES</u>	439
VI. <u>BIBLIOGRAFIA</u>	443
VII. <u>APENDICES</u>	473
I. <u>TOPONIMIA</u>	475
II. <u>LAMINAS</u>	485
III. <u>COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS PERTENECIENTES A LA FORMACION TURBIDITICA DE BANYALBUFAR</u>	497
IV. <u>LEYENDA</u>	531

- - - - -

CAPITULO I: INTRODUCCION

I.1 MARCO GEOGRAFICO

Las Islas Baleares constituyen la parte emergida del Promontorio Balear que se extiende desde el SE de la Península Ibérica (Cabo de la Nao) hacia el NE internándose en el Mar Balear, en la parte W del Mediterráneo Occidental (fig. I.1).

El Promontorio Balear presenta una longitud máxima de 460 Km y una anchura promedio de 135 Km, con una superficie aproximada de 62.000 Km.

Mallorca es la Isla mayor del Archipiélago Balear y ocupa una superficie de 3626 Km², es decir el 6 % del Promontorio Balear. Su forma es aproximadamente cuadrangular y se halla orientada diagonalmente a los puntos cardinales. Se distinguen en la Isla de Mallorca tres regiones geomorfológicas:

La Serra Nord o de Tramuntana: Se alinea de SW a NE, forma el borde norooccidental de la Isla y presenta una longitud de 89 Km desde Sa Dragonera a Cap Formentor, una anchura media de 15 Km y alturas superiores a los 1000 m.

Es Pla o zona central: Orientada también de SW a NE ocupa la mayor parte de la Isla -donde se asienta gran parte de su población- y está formada por amplias depresiones (Pla de Palma, de Inca, de Sa Pobla) entre los que se levantan relieves suaves. Está limitada por la Badía de Palma al SW y la de Alcudia al NE.

Las Serres de Llevant: Se orientan de NNE a SSW y conforman el borde suroriental de la Isla. Se trata de relieves suaves que emergen de la plataforma miocena de

Migjorn (Marina de Lluçmajor y Marina de Llevant).

La morfología de la Serra de Tramuntana es asimétrica: su flanco NW forma fuertes acantilados sobre la mar, mientras que la vertiente SE presenta un declive algo más suave hacia Es Pla. Esta asimetría puede deberse tanto al basculamiento estructural hacia el SE como a la menor intensidad de la tectónica reciente en el área de Es Pla (POMAR, 1979) y a la acumulación de potentes depósitos aluviales (Raiguer) en el contacto con Es Pla.

Los relieves más acusados se alinean de SW a NE y son los siguientes: Mola de S'Esclop (926 m), Puig Galatzó (1026 m), Mola de Son Cotoner (613 m), Puntals (882 m), Mola de Planici (933 m), Serra del Ram (820 m), Mola de Son Cabaspre (750 m), Mola de Sa Comuna (740 m), Moleta de Pastoritx (720 m), Es Teix (1062 m), Penyals d'Honor (819 m), Castell d'Alaró (822 m), Serra d'Alfabia (1068 m), L'Ofre (1090 m), Puig de Sa Bassa o de Sa Comuna (820 m), Puig Major (1443 m), Puig dels Tossals (1074 m), Puig de Massanella (1340 m), S'Alcadena (821 m), Puig de Suro (640 m), Puig Tomir (1102 m), Puig Roig (1003 m), Puig Caragoler (1029 m), La Moleta (700 m), Puig Gros de Ternelles (838 m) y Cornavaques (544 m).

La red fluvial presenta un carácter torrencial y está constituida por cauces muy encajados, de escasa longitud y de gran pendiente. La alineación de cumbres SW-NE constituye la divisoria de aguas y hay que notar la presencia de algunos cauces paralelos a la dirección estructural (Vall d'Orient, Pla de Cúber, Torrent de Superna, etc.) aunque en su gran mayoría son transversales a la alineación de cumbres.

El modelado de la Serra está condicionado en parte por los torrentes de montaña ya descritos, pero presenta además una extensa gama de morfologías cársticas en el

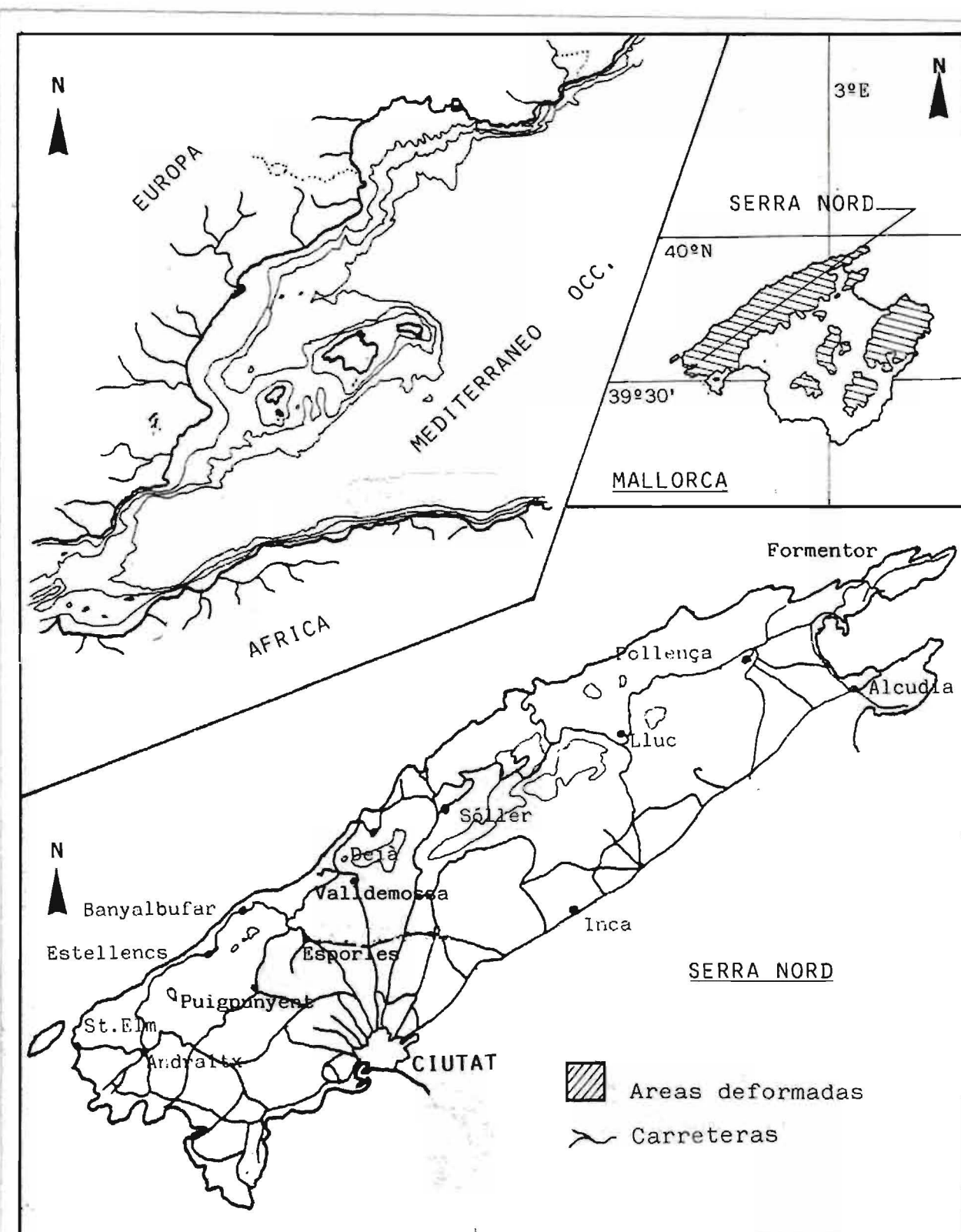


Fig. I.1 Situación geográfica del área estudiada.

además una extensa gama de morfologías cársticas. En el SW de la Sierra se presenta un posible nivel de cumbres con aparatos cársticos no funcionales, mientras que al NE con un relieve juvenil los sistemas cársticos se hallan bien desarrollados (GINES et al., 1979). Son espectaculares los campos de lapiaz que se presentan en gran extensión en el área de Lluç donde pueden observarse morfologías generadas tanto bajo la acción directa de los fenómenos meteóricos, como las desarrolladas bajo un subsuelo arcilloso residual (GINES et al., 1979). Son abundantes, también, las ~~dolinas~~ y depresiones cársticas por disolución (Escorca, Pla de Son Torrelles, Pla de Ses Basses, Sa Coma de Mortitx, etc.) así como los cañones y desfiladeros (Estret de Valldemossa, Torrent de Pareis, etc.) y las cavidades subterráneas y las surgencias cársticas.

El clima de la Serra, aunque mediterráneo, presenta una pluviosidad elevada (1000 mm/año en varias estaciones) consecuencia del efecto de pantalla que sus relieves ejercen sobre las perturbaciones que, procedentes del W, se acercan a la Isla. La temperatura media oscila sobre los 17 °C con una media mensual en invierno de 6 °C y en verano de 25 °C. Los vientos predominantes son del N y SW en otoño y primavera, del SE, esporádicamente, en verano, y del N en invierno con extensas épocas de calma.

La vegetación de la Serra de Tramuntana cubre un 49 % de su área y está representada en su mitad por bosques de pinar y encinar y en su otra mitad por monte bajo y erial.

La vida animal está representada por pequeños mamíferos (ginetas, martas, comadreja, conejos, liebres, erizos, roedores, etc.), aves (tordos, perdices, paloma bravía, buitre negro, halcón de Eleonor, águila pescadora, etc.) y muy escasa variedad de reptiles y anfibios.

Entre los relieves de la Serra de Tramuntana se sitúan pequeños valles en los que se asienta una población escasa que aprovecha la agricultura de montaña que aún subsiste combinándola con la industria turística y la pesca artesanal. Según GINES et al. (1979) se cultiva aproximadamente un 35 % de la superficie, del que sólo un 1'75 % se hace en régimen de regadío (datos de 1974). La población ha aumentado desde la década de los 50 cifrándose en 1975 en un total de 69.540 habitantes con una densidad de 66 habitantes por kilómetro cuadrado. Este aumento se debe según los autores citados a la influencia turística, aunque ha de señalarse un desigual influencia en los diversos municipios.

Los afloramientos estudiados se distribuyen a lo largo de toda la Serra de Tramuntana desde Sa Dragonera a Formentor (fig. I.2). Ocupan buena parte de las zonas deprimidas y se sitúan al pie de los relieves más importantes.

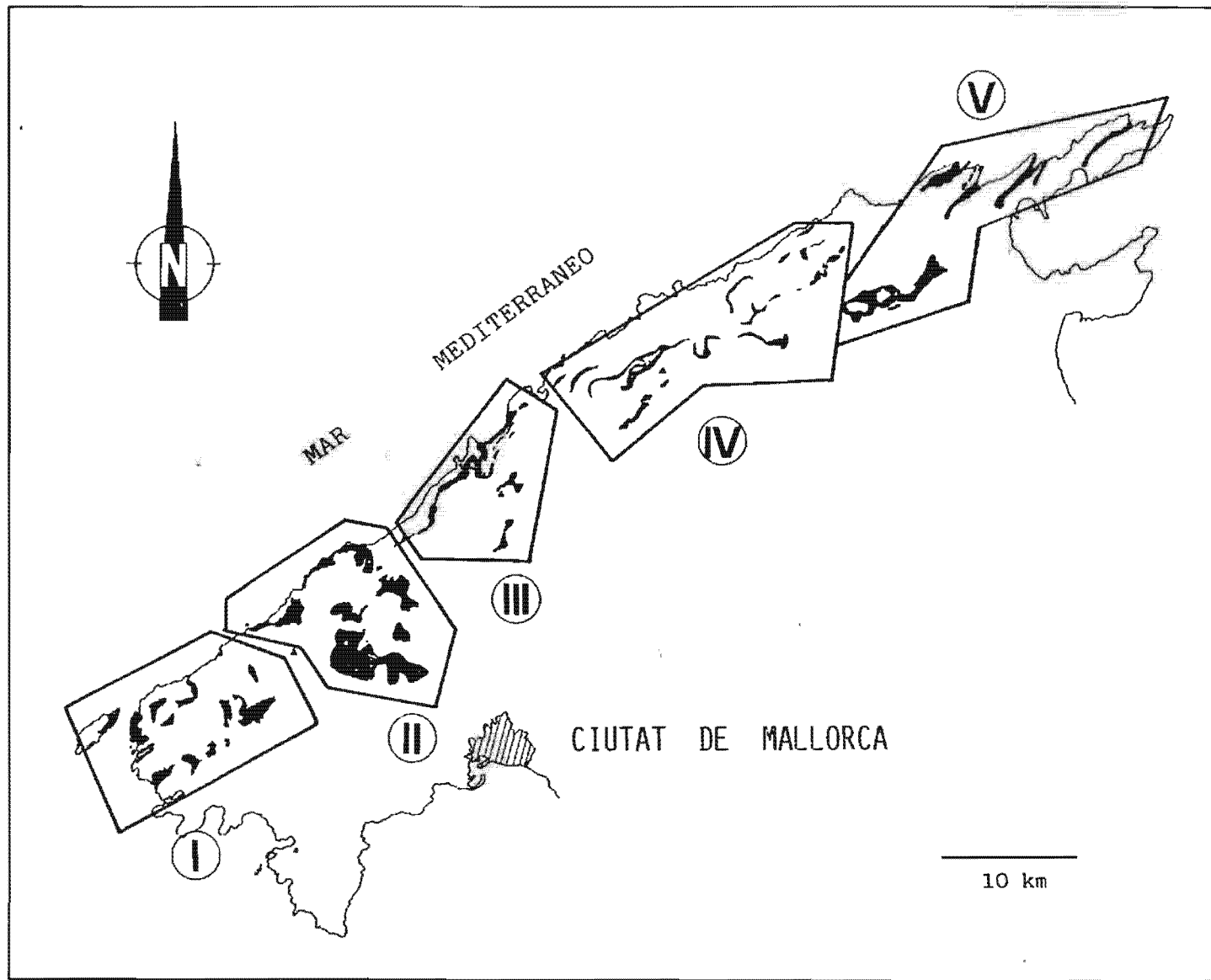


Fig. I.2 Situación geográfica de los afloramientos miocenos de la Serra de Tramuntana.

I.2 MARCO GEOLOGICO

La arquitectura geológica actual del Archipiélago Balear es, de modo global, consecuencia de los factores que han condicionado su posición en el espacio y su evolución en el tiempo; así constituye, en primer lugar, la prolongación hacia el NE de la Cordillera Bética y en segundo lugar se sitúa en el centro del Mediterráneo Occidental (fig. I.3). Es por tanto en estos dos ámbitos geológicos en los que ha de encontrar su marco regional. Armonizar su situación como prolongación de las Cordilleras Béticas y su evolución reciente en el centro del Mediterráneo Occidental, es una condición "sine qua non" para cualquier hipótesis que explique su evolución geológica. Esta doble vertiente, que necesariamente ha de ser conjugada, presenta no pocos problemas. Las áreas de estudio, regionalmente coincidentes, presentan una diversidad de resultados (técnicas muy diferentes) difícilmente superables por las hipótesis globales sugeridas hasta la fecha.

La condición bética viene marcada fundamentalmente por correlaciones estratigráficas y tectónicas basadas principalmente en los estudios llevados a cabo en las zonas emergidas. En cambio, el contexto mediterráneo y su caracterización se define básicamente por los trabajos de Geología Marina. Es más, el ámbito bético se define principalmente sobre los materiales mesozoicos y terciarios hasta el Mioceno inferior, mientras que la caracterización mediterránea está definida a partir del Mioceno inferior.

ESTRATIGRAFIA

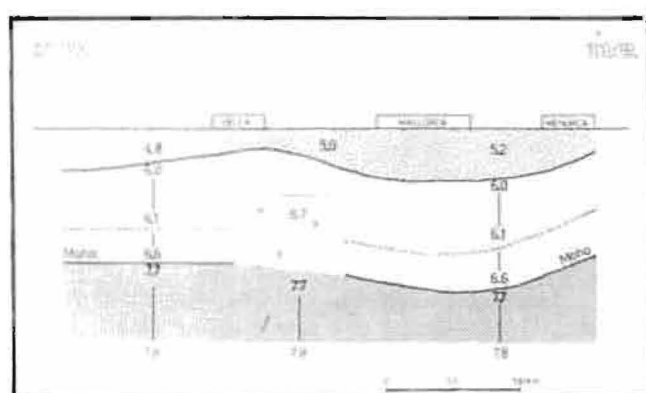
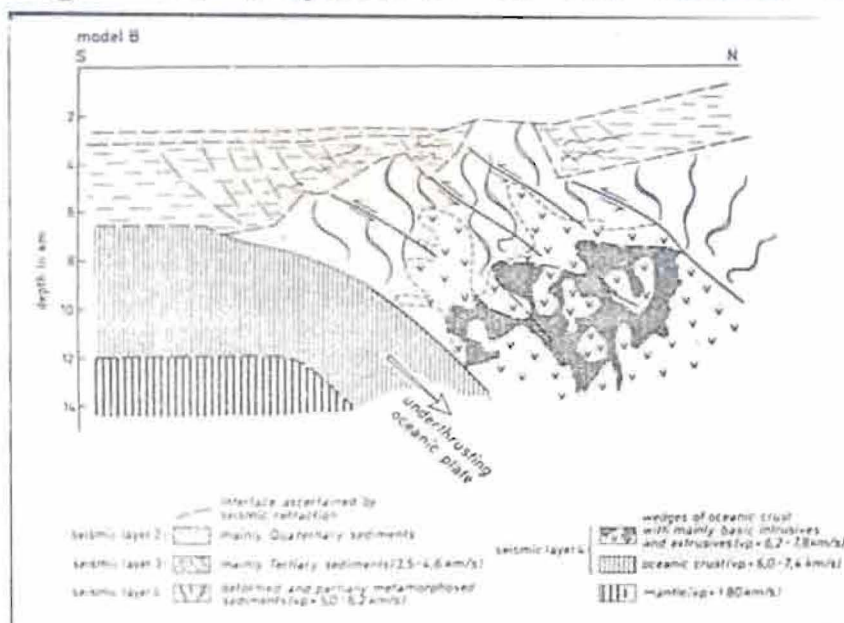
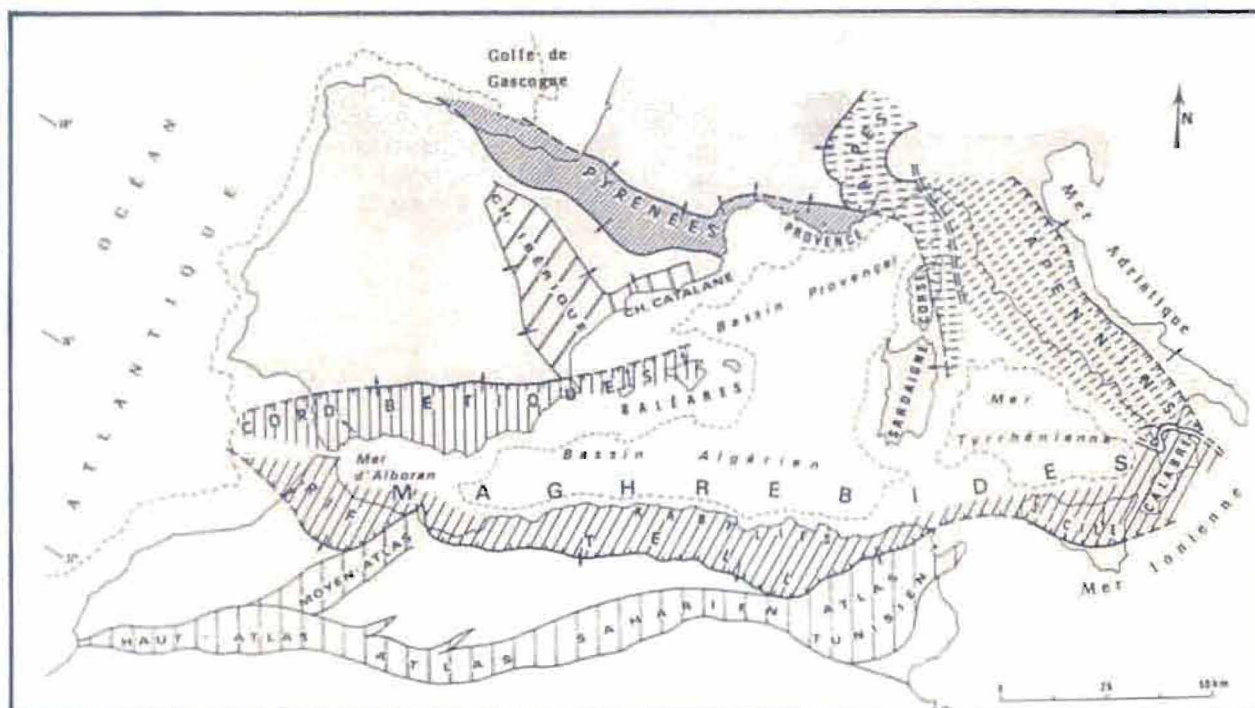
PALEOZOICO

Los depósitos paleozoicos aflorantes en el área Balear

se hallan solamente en la región de Tramuntana de Menorca: están formados por escasas pizarras sapropélicas del Silúrico, y depósitos turbidíticos del Devónico, que tras una etapa olistostrómica van seguidos por un nivel bien desarrollado de liditas (chert) con materiales volcánicos de carácter básico sobre el cual se sitúan monótonas turbiditas del Carbonífero inferior. Falta el Carbonífero superior, y el Pérmico datado perteneciente a los materiales posthercínicos se encuentra en continuidad con el Triásico inferior que presenta facies continentales rojas. En Mallorca es probable que la parte inferior de las facies rojas atribuidas al Triásico sean depósitos del Pérmico.

La problemática del Paleozoico de Menorca ha sido objeto de opiniones diversas en una ya larga polémica cuyo interés parece haber disminuido en la actualidad. Los trabajos de HINZ (1972, 1973) señalan la naturaleza continental de la corteza en el Promontorio Balear y proponen la existencia de rocas paleozoicas y/o mesozoicas afectadas por metamorfismo al Sur de Mallorca (fig. I.4), situando una corteza de tipo intermedio en la cuenca Nor-Balear. Así la existencia o no del Paleozoico aflorante en Mallorca dependería más que nada de la proximidad del basamento hercínico a la superficie. En igual sentido BANDA et al. (1980) y VEGAS y BANDA (1982) describen la mayor proximidad de la corteza a la superficie en Ibiza y Menorca en relación con Mallorca y su naturaleza continental (fig. I.5). BOU-ROUILH y MAUFFRET (1975) señalan la probable existencia del Paleozoico en el talud del NE de Mallorca a partir de muestras de dragados.

El problema de la correlación de las facies menorquinas con las del macizo Hespérico parece también solucionarse en parte gracias a los datos sísmicos que apoyan la existencia de desgarres dextros entre las Islas relacionables con la rotación levógira del bloque corso-sardo (Menorca 15



Km hacia el SE, Mallorca-Ibiza 15 Km al SE según MAUFFRET (1976)).

Así pues parece clara la generalización del sustrato en el promontorio balear, que en Mallorca se traduce en la presencia de cantos paleozoicos en los sedimentos miocenos, ya señalados por DARDER (1925), HOLLISTER (1934) y FALLOT (1945). Las discusiones sobre el significado del Paleozoico de Menorca en cuanto a la exclusión o no de dicha Isla del geosinclinal bético (SUESS, 1888; FALLOT, 1923, 1945, 1948; STILLE, 1927; COLOM, 1947; BOURROUILH, 1973; DURAND-DELGA, 1975; FURCADE et al., 1977; etc.) han de trasladarse pues, al significado de las correlaciones mesozoicas.

MESOZOICO

Permotriásico

La serie mesozoica de Mallorca se inicia, como en gran parte de la Península Ibérica, con materiales continentales atribuibles al Permotriásico. Prácticamente carentes de niveles conglomeráticos, la potencia de estas facies varía desde más de 400 m en la costa Norte de Mallorca a cerca del millar en Menorca. No afloran en Ibiza. Están formados (fig. I.6) por un tramo inferior pelítico, no visible en Mallorca, de 250 m de potencia, un tramo medio arenisco-pelítico de 150 a 250 m de potencia y un tramo superior arenisco cuya potencia oscila entre los 150 y los 400 m en el que se intercalan abundantes niveles blanquecinos. El techo pelítico muestra un tránsito a las facies carbonatadas del Muschelkalk. Las facies carbonatadas del Triásico medio presentan importantes variaciones de potencias incluso en áreas resucidas (fig. I.7). Están formadas por depósitos litorales (estromatolíticos en Menorca y con abundantes moldes de evaporitas en Mallorca

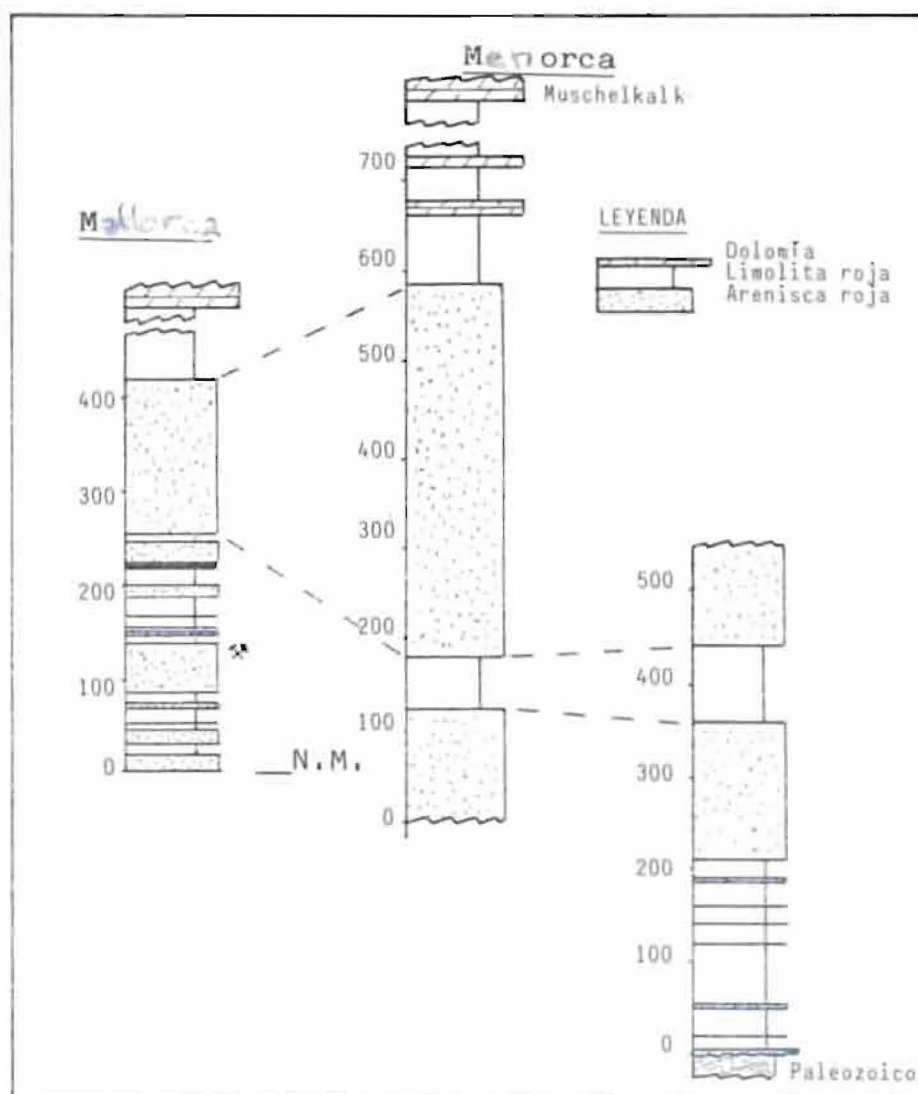


Fig. I.6 Correlaciones del Buntsandstein entre Mallorca y Menorca, según POMAR (inédito).

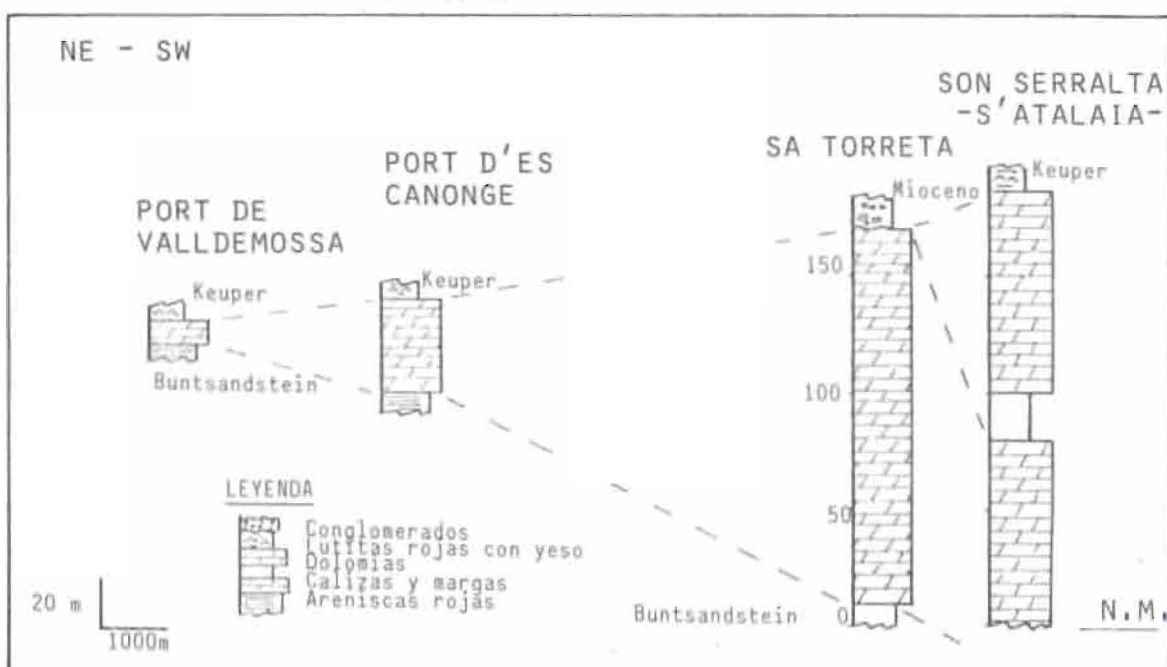


Fig. I.7 Variaciones de potencia en el Muschelkalk de la Sierra Norte, según POMAR (inédito).

e Ibiza) que tras una ruptura en el tránsito Anisiense-Ladiniense se hacen abiertamente marinos con formas de tipo alpino (HOLLISTER, 1942; VIRGILI, 1952; BOURROUILH, 1973; COLOM, 1975) que según HIRSCH (1972) constituirían un dominio diferenciado, en relación con formas orientales y que denomina dominio sefarade. En Menorca la influencia alpina sería más notable.

Las facies Keuper del Triásico superior están formadas por margas rojas y azules con yesos y rocas volcánicas básicas. Su potencia es difícil de evaluar ya que estos sedimentos actúan como niveles de despegue en la etapa orogénica más reciente. Han sido recientemente atribuidas al Noriense por BOUTET et al. (1982).

Jurásico

El Jurásico inferior (Infralías y Lías inferior) se inicia con carniolas y dolomías en un tránsito progresivo desde los depósitos del Keuper; así sobre los sedimentos margosos del Triásico superior se depositan carniolas que evolucionan transgresivamente a dolomías brechificadas dolomías marinas y calizas micríticas (Domeriense; COLOM, 1970, 1973) dando lugar a potentes series que muestran en su conjunto un caracter deepening. En la Sierra Norte se superponen depósitos margosos con braquiópodos y ammonites (plataforma externa) y areniscas cuarzosas con estratificaciones cruzadas atribuidas al Lías medio (COLOM, 1973). En Mallorca, sobre estos depósitos de plataforma del Lías medio y frecuentemente a través del desarrollo de un fondo endurecido (hard ground), se individualiza un surco de tipo "geosinclinal" que va ganando en profundidad hasta el Cretácico inferior (COLOM, 1947, 1973b), mientras que en el NW de Ibiza (Serie de Aubarca; RANGHEARD, 1972) presenta caracteres más litorales. En Menorca durante este período permanece el ambiente de plataforma somera.

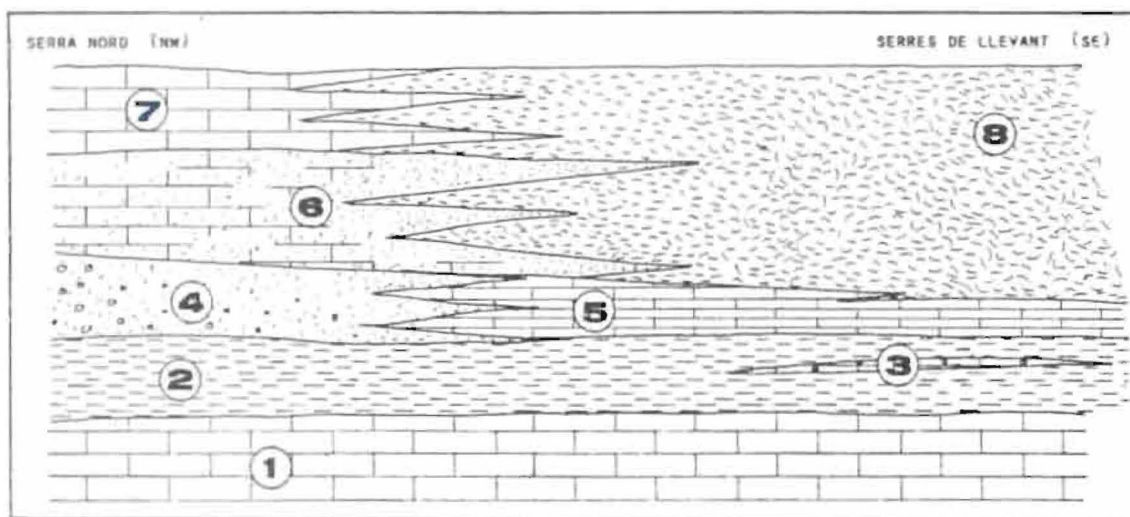


Fig. I.8 Variaciones de facies en el Mesozoico de Mallorca, basado en COLOM (1975) y FORNOS et al. (1984).

Los depósitos profundos se inician en Mallorca con una monótona serie de calizas margosas con Cancelllophycus que comprende desde el Toarciense-Saleciense hasta el Dogger, y en alguna región hasta el Portlandiense, mientras que en la porción NW de la Sierra Norte aparecen sobre estos depósitos detríticos calcarenitas con crinoides y belemnites y margas con braquiópodos, atribuidas al Lías superior-Dogger inferior. A partir del Dogger la sedimentación pelágica se impone en toda el área mallorquina, sin apenas variaciones de facies hasta el Portlandiense, y el carácter pelágico se incrementa durante el Malm (fig. I.8).

Esta distribución de facies parece abogar a favor de un final en cuchara del geosinclinal bético en su prolongación al NE (BOURROUILH, 1973) y por la presencia de tierras emergidas al N de Menorca (Tyrrenis de COLOM y ESCANDELL, 1960-1962; COLOM, 1967, 1973, 1975).

Esta posición explicaría de modo satisfactorio las similitudes y diferencias entre los afloramientos béticos y los baleáricos (AZEMA et al., 1974; FOURCADE et al., 1978). Interesante resulta la hipótesis formulada por AZEMA et al. (1974) respecto al inicio de un surco geosinclinal ibérico (sillon ibérique) que se vería abortado durante el Malm por colmatación y que se uniría al bético para, prolongándose hacia el NE, terminar en el área balear. ALVARO et al. (1979) proponen un modelo de aulacógeno para la Cadena Celtibérica cuyo final estaría asociado tanto a la evolución de la Cordillera Bética-Balear como a la influencia del margen Pirineo-Cantábrico.

La posición marginal de las Islas durante el Jurásico medio y superior se traduce en la presencia de niveles resedimentados en los depósitos profundos del geosinclinal (BOURROUILH, 1973; COLOM, 1975; ALVARO et al., 1983; FORNOS et al., 1984) así como en la frecuente presencia de deslizamientos gravitacionales (POMAR, 1976; FORNOS et al., 1984) todo lo cual indica situaciones de talud o pie de talud.

La variable potencia de los depósitos profundos del Dogger indica una estructura en horts y grabbens con subsidencias diferenciales importantes y se acompaña de la presencia de lechos nodulosos (similares a los de las zonas externas Subbéticas).

La sedimentación margocalcárea del Jurásico medio y superior se prosigue durante el Cretácico inferior con facies pelágicas con Radiolarios, Tintínidos y Nannoconus tras las que se inicia la emersión del geosinclinal balear. Esto se refleja en las margas arcillosas, oscuras con influencias detríticas (cuarzos, minerales pesados, etc.)

en el Cretácico medio y en margas y margocalcáreas neríticas con Rotaliporas, Globotruncanas y varios Ammonites de carácter nerítico.

Aunque en afloramientos dispersos se han podido datar casi todos los pisos Cretácicos (COLOM, 1970, 1973; BATLLE, 1971; BATLLE et al. 1972; MATAILLET y PECHOUX, 1978) alcanzándose hasta el Maestrichtiense en Andraitx (Mallorca). En Ibiza la existencia del Cretácico superior ha sido demostrada por RANGHEARD y SIGAL (1965).

CENOZOICO

Terciario

Los depósitos terciarios de las Baleares registran, al igual que ocurre en gran parte del área mediterránea alpina, una laguna estratigráfica que corresponde al Paleoceno y Eoceno inferior. Los primeros depósitos terciarios corresponden a facies litorales del Eoceno medio que en Mallorca se distribuyen al SE de la Isla. Simultáneamente en el SW de dicha Isla se desarrollan cuencas lacustres, localizadas y subsidentes, en las que se depositan importantes depósitos carbonosos con gasterópodos lacustres y Caráceas, y que hasta ahora habían sido considerados como *oligoceno-superior* (FALLOT, 1922; OLIVEROS et al., 1960a; OLIVEROS, 1961; COLOM, 1961; COLOM et al., 1973). La simultaneidad de dichos depósitos viene probada por la atribución al Eoceno medio de los oogonios de Carofitas encontrados en los depósitos lacustres (RAMOS, 1984).

Sobre estos sedimentos se disponen materiales oligocenos formados por conglomerados, areniscas y lutitas de carácter fluvio-lacustre (MARZO et al., 1983) que en su base presentan carácter parálico y alternan con pulsaciones marinas transgresivas.

Esta evolución paleógena nos registra la emersión del área balear durante el Paleoceno seguida de un gradual hundimiento y desmantelamiento erosivo del macizo creado al NW de las Islas. Menorca e Ibiza continúan emergidas durante este período. La existencia de dicho macizo al N y NW de las Islas, en la posición actual del Surco de Valencia es ampliamente admitida (LLOPIS, 1954; COLOM y ESCANDELL, 1960; COLOM, 1961; MAUFFRET y SANCHO, 1970; STOECKINGER, 1976; ANADON, 1978; etc.). El final de este ciclo paleógeno coincide con la colmatación de la mayor parte del área fluvio-lacustre e incluso con una nueva pulsación transgresiva de edad aquitaniense (COLOM, 1966, 1973a; COLOM y SACARES, 1968).

El Paleógeno peri-balear presenta también carácter predominantemente continental: en los sondeos del Golfo de León el AUTAN-I presenta depósitos atribuibles al Paleógeno (240 m de materiales rojos de facies laguno-continenciales y continentales del Oligoceno superior: CRAVATTE et al., 1974); en el Rossellón el sondeo ELNE-1 también encuentra facies continentales (820 m de arcillas areniscosas rojas, gravas y areniscas atribuidas al Oligoceno-Eoceno superior: GOTTIS, 1958); en el surco ampurdanés y en otros sinclinales de la plataforma continental catalano-valenciana han de hallarse, según RIBA (1981), materiales oligocenos de parecidas características; así, cerca del yacimiento de Amposta encontraríamos el Grupo Alcanar inframioceno formado por brechas monogénicas y heterométricas y conglomerados heterométricos y poligénicos que se sitúan en la base de la transgresión miocena (UTS NE-O de SOLER et al., 1980-3); el sondeo Castelló E-1 muestra arcillas y areniscas rojas y verdes de apariencia continental; el sondeo Barcelona-1 también atraviesa una serie paleógena.

En las Béticas el Neógeno se inicia según G.MEJIAS et al. (1983) con facies continentales del tránsito Oligoceno superior-Mioceno, localizadas en el margen septentrional y meridional del Subbético (UTS Ne-0). No obstante, en buena parte del área bética continúan depositándose materiales marinos de tipo litoral que en surcos más o menos localizados se hacen profundos y presentan caracteres flyshoides.

No se tienen datos sobre el mar Sud Balear: los sondeos realizados ("Menorca Rise-372" DSDP; "Alborán-121" DSDP) no alcanzan más que al Mioceno medio.

El ciclo neógeno implica un cambio paleogeográfico radical: el hundimiento del Macizo Catalano-Balear se inicia al final del Paleógeno (Eoceno medio-superior) y continúa durante el Oligoceno. Se corresponde con el inicio de la apertura del Golfo de Valencia (MAUFFRET, 1976) y muestra un cambio brusco en las paleodirecciones sedimentarias que pasan a ser del S y SE durante el Mioceno inferior y medio (áreas emergidas en la actual posición del Escarpe de Cabrera).

Este cambio coincide con la rotación levógira de Córcega y Cerdeña y el desplazamiento por fallas transcurrentes dexas de Menorca (75 Km de desplazamiento hacia el SE) y Mallorca-Ibiza (15 Km al SE). Estos movimientos han sido datados por STANLEY y MUTTI (1968), AUZENDE et al. (1973), MAUFFRET et al. (1973) y MAUFFRET (1976) como Oligoceno-Mioceno inferior y por ALVAREZ (1972), DE JONG et al. (1972) y DURAND-DELGA y FONTBOTE (1980) como Mioceno inferior.

Consecuencia de tales movimientos sería la creación de un basamento oceánico intermedio en el Mar Nor Balear (FAHLQUIST y HERSEY, 1969; PAYO, 1967, 1972), la inyección del vulcanismo y el adelgazamiento de la corteza continental

del Golfo de Valencia que hacia el NE (a la altura de Menorca) llegaría a desaparecer (MAUFFRET, 1976; STOECKINGER, 1976; PAUTOT, AUZENDE y OLIVET, 1973).

El Mioceno Balear registra dos grandes episodios transgresivos separados por una etapa regresiva de edad Serravalliense: La primera transgresión se inicia sobre los depósitos continentales oligo-miocenos y tal y como se demuestra en esta Tesis, presenta dos secuencias deposicionales: la primera, registra depósitos litorales y de plataforma con gran variedad de facies; la segunda presenta carácter turbidítico y alcanza hasta el Burdigaliense superior-Langhiense. Se trata de una transgresión marina generalizada que afecta probablemente a todas las Baleares (BOURROUILH, 1970b, 1973 ; COLOM, 1974, 1975a y POMAR, 1979) y que también se registra en gran parte de las Cordilleras Béticas así como en las áreas peribaleares:

En el Golfo de León el Aquitaniense presenta facies litorales en las zonas más internas que pasan en las zonas externas y en la vertical a carbonatos de plataforma (CRAVATTE et al., 1974). El Aquitaniense superior-Burdigaliense presenta margas duras alternando con calizas arcillosas en la base que pasan a margas duras limosas ("Mistral I" en BUROLLET y DUFAURE, 1972).

Las cuencas neógenas del Vallès-Penedès-Camp de Tarragona registran la transgresión mediante depósitos carbonatados de plataforma (calizas arrecifales, bioclásticas y limosas y margas y limos con intercalaciones arenosas) que se asientan en general sobre depósitos continentales del Aquitano-Burdigaliense (PERMANYER, 1982). BARNOLES et al. (1984) reconocen una secuencia deposicional basal (S1) de edad Aquitaniense-Burdigaliense inferior formada por brechas y conglomerados de pie de monte y complejos arrecifales de tipo walled reef y otras dos superiores

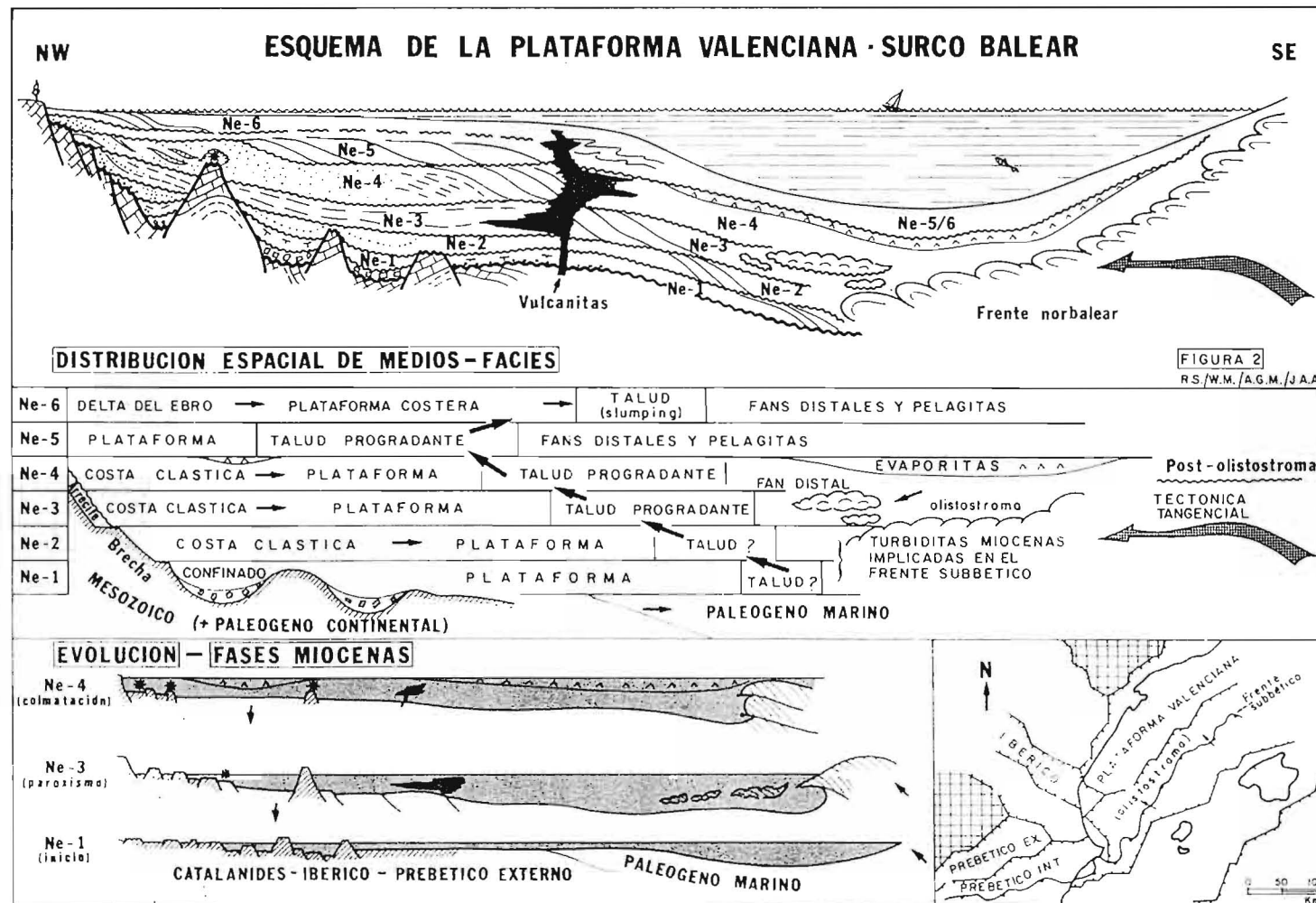


Fig. I.9 Esquema de la plataforma Valenciana-Surco Balear, según SOLER et al. (1983).

(S2 y S3) de edades Burdigaliense-Languienense-Serravaliense dudoso y Tortoniense dudoso respectivamente. La secuencia S2 presenta depósitos litorales y de plataforma, mientras que la S3 está formada por sedimentos continentales.

En el Golfo de Valencia la primera transgresión miocena corresponde al "Grupo Casablanca" y al "Grupo San Carlos-Salou" (UTS NE-1 y NE-2 de SOLER et al., 1980-3) de edad Aquitaniense-Burdigaliense el primero y Burdigaliense-Languienense el segundo, si bien el Grupo San Carlos-Salou ya presenta en su techo un importante influjo detrítico. Para STOECKINGER (1976) y COPAREX et al. (1974) la primera transgresión miocena vendría registrada por las unidades "Amposta Chalk" y "Tarraco Clay" que se sitúan sobre los sedimentos basales del "Alcanar Conglomerate".

El sondeo "Menorca Rise-372" del DSDP (SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY, 1978) muestra margas homogéneas (nanofossils marls) desde el Burdigaliense superior al Tortoniense.

En el ámbito bético la transgresión se inicia con calizas subrecifales, brechas de base y margas pelágicas grises con silexitas que localmente engloban importantes depósitos olistostrómicos (UTS Ne-1 y Ne-2 de G.MEJIAS et al., 1980-3). Comprendería los ciclos Burdigaliense inferior y el Mioceno inferior-medio de RODRIGUEZ-FERNANDEZ (1982). CALVO-SORANDO et al. (1982) describen en el área Pinoso-Elda sedimentos conglomeráticos basales de edad Aquitaniense-Burdigalienses seguidos de una secuencia turbidítica monótona de edad Langhiense-Serravaliense que suponen sedimentada en zonas profundas de la plataforma.

La regresión del Mioceno medio se manifiesta en Mallorca por depósitos biocalcareníicos de plataforma-rampa y sedimentos lagunares (margas, calizas, yesos y lechos carbonosos). Los primeros son concordantes sobre el Burdiga-

liense-Langhiense inferior turbidítico mientras que los depósitos lagunares rellenan cubetas diferenciadas en cuyos bordes llegan a erosionar a los depósitos marinos (POMAR et al., 1983). En Menorca la regresión conlleva un importante episodio de karstificación. En Ibiza está registrada por margas y calizas arcillosas (RANGHEARD, 1971). Esta regresión y la discordancia asociada son consecuencia de la actividad tectónica a que se halla sometida el área balear. Se trata de la última fase tectónica importante que afecta a las Islas y que proporciona los mantos de corrimiento que estructuran Mallorca e Ibiza.

En el ámbito peribaleár se produce también esta reactivación tectónica que se traduce en la emersión de gran parte del promontorio balear (MAUFFRET, 1976) y en la reactivación del frente bético en el SE de dicho promontorio, que es el que proporcionaría los mantos de deslizamiento que estructuran Mallorca e Ibiza. El área menorquina permanece según MAUFFRET (1976) emergida, aunque OBRADOR (1970) y OBRADOR et al. (1983) describen series litorales y de plataforma a las que atribuyen una edad burdigaliense-langhiense.

En el Golfo de León, el Langhiense superior-Serravaliense inferior parece según RIBA (1981) regresivo. En el litoral catalán no se registran depósitos marinos de esta época excepto la Unidad marina de Montjuich (PERMANYER, 1983); en cambio, son abundantes los continentales. En la plataforma catalano-valenciana son numerosas las secuencias de colmatación formadas por margas de mar abierto con areniscas y facies para-arrecifales en la base (UTS Ne-3 "Margas de Castellón" de SOLER et al., 1980 y 1983). No obstante, estos depósitos son expansivos sobre las UTS anteriores.

En las Béticas tiene lugar la colocación del frente septentrional subbético con profusión de unidades alóctonas

En el sur la regresión mediomiocena se traduce en el tránsito de las facies pelágicas a materiales someros (UTS Ne-3 de G.MEJIAS et al., 1983).

En la Cuenca Sur-Balear, creado ya el surco Nord-Argelino ("Bassin Nord-Algerien" MAUFFRET, 1976), no existen datos suficientes para precisar el ámbito sedimentario aunque debe tratarse de un ambiente marino abierto.

PERRODON (1957) (in RIBA, 1981) señala un episodio regresivo en el Serravaliense medio (N12 y N13 de Blow) de las cuencas sublitorales de Argelia que separa las dos transgresiones miocenas.

En Córcega ORSZAC-SPERBER (1973 y 1979) (in RIBA, 1981) señala la presencia de una laguna estratigráfica en el Serravaliense y Tortoniense inferior.

Este episodio regresivo cobra importancia regional a nivel del Mediterráneo ya que se registra incluso en áreas alejadas del ámbito balear tales como el centro y este europeos (ROGL et al., 1978), situadas ya en el Paratethys.

La 2ª Transgresión Miocena corresponde al Mioceno superior preevaporítico y su carácter es menos generalizado que la del Mioceno inferior y la pliocena. En el área balear, Mallorca muestra depósitos de plataforma abierta en el Tortoniense y arrecifales en el Messiniense. Su paleogeografía refleja ya emergidos los relieves principales de la Isla (Serra Nord, Serres de Llevant). Sobre los depósitos arrecifales se sitúa una superficie de erosión y sobre ella depósitos litorales (playas, sand-shoals, etc.) (POMAR et al., 1983b y FORNOS et al., 1983).

En Menorca, tras depósitos de plataforma interna tam-

bién se construyen complejos arrecifales equivalentes a los de Mallorca (OBRADOR et al., 1983). En Ibiza también queda reflejada la transgresión del Mioceno superior; se depositan calcáreas de plataforma y se forman bioconstrucciones arrecifales (SIMO, 1981)

En el área peribaleár la transgresión del Mioceno superior se registra de forma desigual: En los sondeos del Golfo de León se refleja en el Tortoniense inferior ("Mistral-1" en RIBA, 1981). En la Costa Catalana los únicos depósitos marinos corresponden a las areniscas, limos y arcillas de Montjuich que según MAGNE (1978) pertenecen al Serravaliense y al Tortoniense. En el Golfo de Valencia se deposita, según SOLER et al. (1980-1983), una unidad transgresiva que deja secuencias litorales, barras arenosas subparalelas a la costa y margas de mar abierto; en el margen externo se desarrollan arrecifes de amplios taludes. En su techo y hacia el centro de la cuenca se sitúan facies evaporíticas. Corresponden a las unidades "Creta de Amposta" y "Calizas con Heterosteginas" y los autores citados las definen como la UTS Ne-4 y "Areniscas de Castellón".

En las Béticas el episodio transgresivo es de edad Tortoniense inferior y según RODRIGUEZ-FERNANDEZ (1982), traduce una relajación tectónica responsable de la individualización del Mar de Alborán y de la Depresión del Guadalquivir que hasta entonces formaba parte del estrecho nordbético. En el SE de la península se individualizan numerosas cuencas (MONTENAT, 1977). Igual sucede en el sector bético central (RODRIGUEZ-FERNANDEZ, 1982), donde dichas cuencas registran sedimentos bioclásticos y margosos de plataforma. Corresponde en parte a la UTS Ne-4 de G.MEJIAS et al. (1983). En los márgenes presenta formaciones arrecifales, mientras que en el centro de cuenca se depositan margas de offshore.

En la cuenca Sur Balear se presentan depósitos de margas hemipelágicas con intercalaciones clásticas, de tipo turbidítico, que presentan formas de mar abierto y profundo ("Alborán-121" (DSDP) RIBA, 1981).

La segunda Transgresión Miocena acaba con la llamada crisis de salinidad Messiniense, episodio regresivo que deposita un importante volumen de sedimentos evaporíticos en las cuencas mediterráneas y en cuya discusión no vamos a entrar aun cuando citemos que se centra en dos cuestiones principales: tipo de cuenca en la que se produce la sedimentación evaporítica y correlaciones de dichos depósitos con los afloramientos expuestos en tierra.

El Plioceno balear representa un nuevo episodio transgresivo. Disconforme sobre la superficie de erosión y carstificación fini-miocena presenta, en Mallorca, sedimentos lacustres, depositados en el fondo de las cuencas, que evolucionan rápidamente a calcisiltitas con fauna (Calcisiltitas de Son Mir) de POMAR et al., (1983) y finalmente a facies de near-shore y dunas (Calcarenitas de Sant Jordi) de POMAR et al., (1983). Conforman un ciclo transgresión-regresión. En Menorca los depósitos pliocenos no están bien identificados y pueden corresponder en parte a la Unidad Superior de Barras de OBRADOR et al. (1983). En Ibiza no han sido identificados.

En el área peribalear el Plioceno es de tipo pelágico y arcilloso en el Golfo de León (BURROLLET, 1974); en el Alt Ampurdà los depósitos marinos pliocenos son litorales con indentaciones deláticas; en la costa catalano-valenciana STOECKINGER (1976) y SOLER et al. (1980 y 1983) definen dos unidades pliocenas que estos últimos agrupan en el Grupo Ebro y corresponden a las UTS Ne-5 Arcillas del Ebro (Margas y arcillas fosilíferas) y Ne-6 (en parte) Arenas del Ebro (arcillas con intercalaciones de arenas

y limos). En la llanura abisal las facies pliocenas están compuestas por ritmitas de arenas, limos, margas, turbiditas y contouritas (RIBA, 1981).

Cuaternario

Está muy bien representado en el área balear; abundan los depósitos marinos litorales (playas y dunas) estudiados exhaustivamente por CUERDA (1975); son notables también las cristalizaciones epifreáticas depositadas en las cavidades litorales (Equipo HADES, 1984).

TECTONICA

La Isla de Mallorca presenta tres dominios morfo-estructurales diferenciados: Serra Nord, Zona Central y Serres de Llevant, separados por zonas deprimidas (Llanos de Palma-Inca-Sa Pobla y de Campos-Felanitx-Manacor) (Fig. I.1). Los primeros corresponden a áreas en las que afloran depósitos deformados y mientras que las segundas reflejan depresiones subsidentes, rellenas por los sedimentos clásicamente considerados postorogénicos. Estructuralmente la Serra Nord y las Serres de Llevant se presentan bien diferenciadas, mientras que el área central corresponde más a un dominio morfológico, estructuralmente intermedio o poco definido bajo los conocimientos actuales.

La Serra Nord presenta un conjunto de materiales predominantemente mesozoicos que de forma casi general buzan hacia el SE. Entre estos materiales se encuentran los depósitos miocenos (Burdigaliense-Langhiense) objeto de esta Tesis. Estos están a veces cabalgados por las masas mesozoicas, mientras que en otros se sitúan en pliegues vergentes al NW. En varios puntos afloran materiales oligocenos (Paguera, Alaró, Inca, L'Ofre) discordantes sobre los depósitos mesozoicos.

En la Zona Central de Mallorca (Randa) la secuencia mesozoico-oligocena se encuentra fuertemente plegada y sobre ella se sitúa, subhorizontal, el Mioceno preorogénico afectado por la deformación aunque en menor medida.

Las Serres de Llevant muestran también una intensa deformación con pliegues importantes y extensos cabalgamientos. Esta deformación afecta a la secuencia mesozoica y también a los depósitos paleógenos y miocenos (hasta el Langhiense inferior) (BOURROUILH, 1973).

La estructura de la Serra de Tramuntana o Serra Nord ha sido estudiada por numerosos autores desde los trabajos de DE LA MARMORA en 1835. DARDER (1914) y FALLOT (1914 y 1922) son los primeros en definir una estructura global que básicamente se mantiene hasta nuestros días. FALLOT (1914a y b) define por vez primera importantes cabalgamientos con ventanas tectónicas en el tercio occidental de la Serra Nord, en los que están implicados los depósitos miocenos. Describe tres unidades estructurales y una secuencia orogénica que abarca: plegamiento del sustrato cabalgado, emersión post-Barreniense (?) y ante-Albiense de la masa cabalgada, emersión ante-Oligocena, cabalgamiento post-Burdigaliense del manto y ondulaciones transversales a la cadena contemporáneas o posteriores a los cabalgamientos.

DARDER (1914) extiende los cabalgamientos reconocidos por FALLOT en el SW a toda la Serra Nord y define hasta siete alineaciones orográficas en las que los materiales mesozoicos se disponen buzando al SE con ángulos de 30 a 45° y en algunos casos cabalgan al Mioceno.

La aparición en 1922 del impresionante trabajo de FALLOT que recorre todos los rincones de la Serra, describiendo su estructura con un detalle abrumador, constituye la aportación más importante hasta la fecha sobre la arquitectura de esta alineación montañosa. Muchos de los problemas que FALLOT deja planteados con gran precisión están aún hoy en día sin resolver. Para el autor francés la Serra de Tramuntana está formada por tres Series de escamas superpuestas entre sí por medio del mecanismo de pliegue-falla que reflejan un empuje postburdigaliense hacia el NE (fig. I.10 y 11).

La primera serie posiblemente autóctona se extiende a lo largo de los afloramientos de la costa NW y según FALLOT (1922) presenta indicios de un plegamiento premioceno

de ejes SSE-NNW, es decir perpendiculares a la dirección de la Serra Nord.

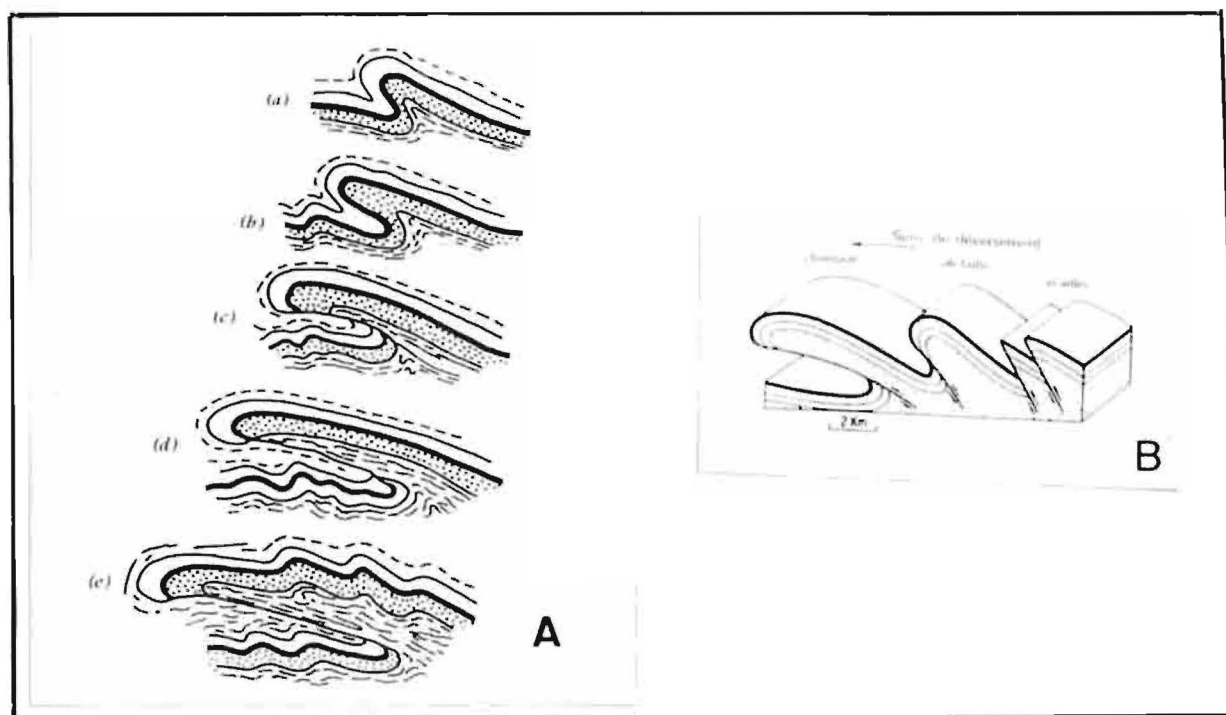


Fig. I.10 A) Esquema evolutivo de un pliegue-falla, según HOBBS et al. (1976); B) Geometría de los pliegues asociados a fallas, según MATTAUER (1973).

La Serie II constituye la mayor parte de la cadena; se sitúa sobre la Serie I, de la que localmente se separa por medio de escamas de corrimiento secundarias. La serie III forma los contrafuertes meridionales de la Serra y se relaciona de forma no suficientemente aclarada con otros elementos estructurales (Puig de Son Fe, Península de Alcudia) que FALLOT no incluye en las Series de la Serra (s.s.). Las series II y III son escamas de gran dimensión y sólo presentan desplazamientos tangenciales importantes en el SW. Hacia el NE se fragmentan en imbricaciones secundarias que convierten buena parte de los pliegues que les afectaban en pliegues-falla. No obstante aún se mantienen algunos sinclinales más o menos tumbados (sinclinal del Galatzó, de Es Tres Pitons, de Aumallutx, de Orient, etc.) testimoniando según FALLOT (1922) el empuje de la Serie III. Las dimensiones de los recubrimientos son para el citado autor de unos 12 km para la Serie II y de 10

km para la Serie III, no sobrepasando la suma total los 35 a 40 km. FALLOT señala la posible existencia, en el autóctono, de un obstáculo local situado en profundidad que explique la profunda escamación de la zona del pie del Puig Major.

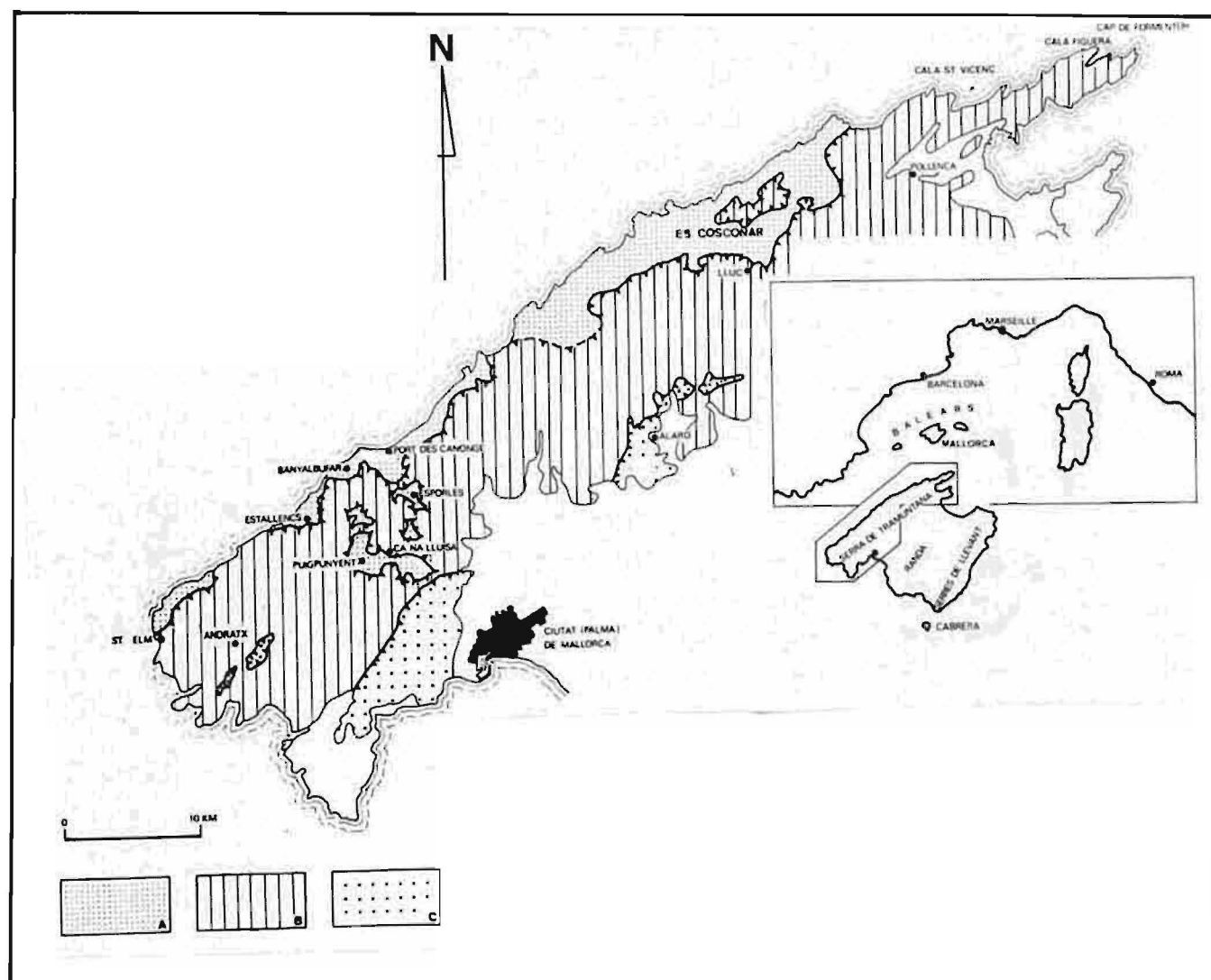


Fig. I.11 Esquema estructural de la Sierra de Tramuntana según FALLOT (1922). A) Serie I, B) Serie II, C) Serie III.

El modelo de FALLOT (1922) es aceptado sin prácticamente modificaciones sustanciales por COLOM y ESCANDELL (1960) y ESCANDELL y COLOM (1961 a 1963), quienes definen una fase tectónica intra-burdigaliense en la Península de

Alcudia, de dirección ortogonal a la postburdigaliense de la Serra Nord y con vergencia hacia el NE.

BATLLE (1971) describe la estructura del SW de la Serra y reasigna extensas áreas de la misma a la Serie III de FALLOT. Asimismo interpreta parte del Burdigaliense como sinorogénico y sugiere la posibilidad de componentes gravitacionales en el emplazamiento de los afloramientos más septentrionales de la Serie III. Este autor sitúa la fase principal de la tectogénesis en el Burdigaliense inferior cuando ya se había iniciado la sedimentación marina.

POMAR (1976) inicia una nueva etapa de revisión crítica de los modelos estructurales clásicos en base a las implicaciones resultantes de estudios estratigráficos y sedimentológicos. Para este autor los depósitos del Mesozoico y Cenozoico de Mallorca registran estructuras atribuibles a procesos de delapsión (HOEDEMAECKER, 1972) en el Jurásico, en el Paleógeno y en el Mioceno.

MATAILLET y PECHOUX (1978) y CHAUVE et al. (1978), aún no estando de acuerdo con POMAR (1976) sitúan klippes sedimentarios en el Oligoceno y en el Mioceno inferior, e interpretan el extremo SW de la Serra como una cuenca de resedimentación donde se irían emplazando los klippes y olistostromas porcedentes del SE, probablemente por el desmantelamiento de un manto atribuible al Prebético interno o al Subbético, cuyo avance hacia el NW sería contemporáneo de la sedimentación miocena.

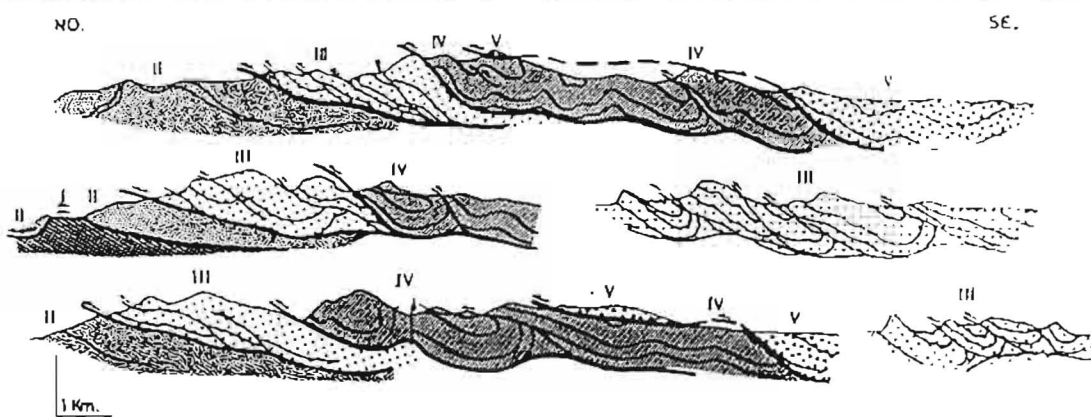
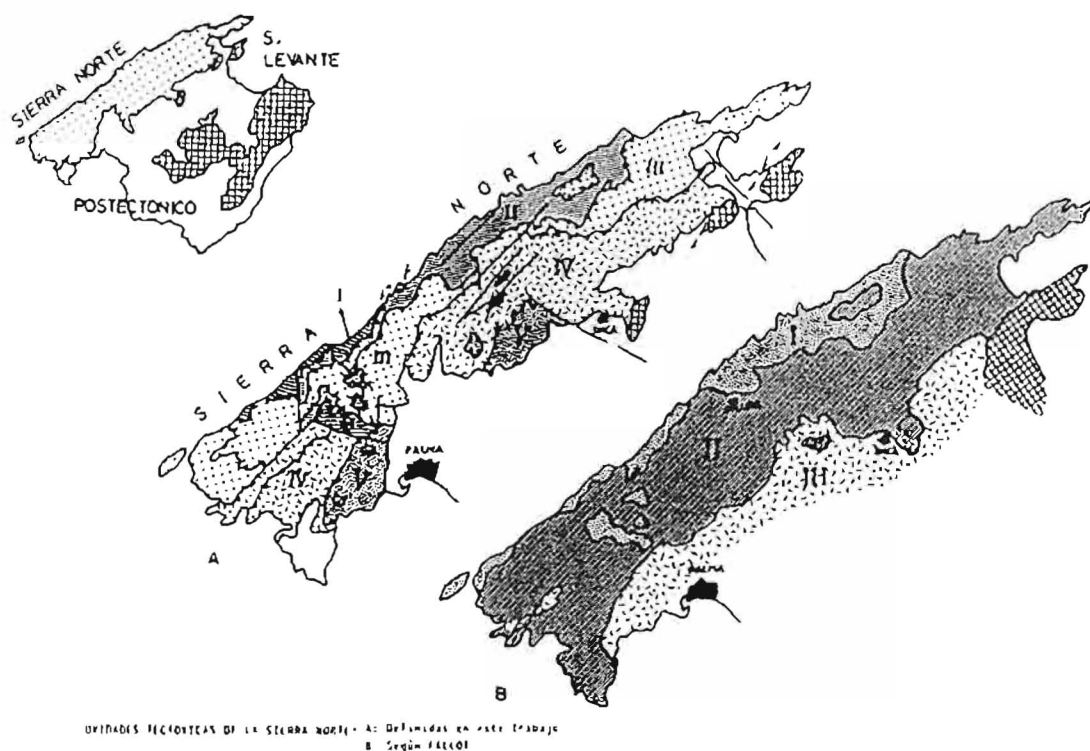
JEREZ-MIR (1979) plantea una hipótesis estructural para la Serra Nord que si bien presenta igual arquitectura que el Modelo de FALLOT formula una procedencia muy distal. Así las unidades de la Serra Nord provendrían de áreas situadas inicialmente al SE de las Serres de Llevant y se emplazarían en su posición actual tras haber cabalgado

toda la Isla. Por el contrario en el centro de la Isla se situaría una estructura divergente (hacia el NW y hacia el SE) que explicaría las vergencias estructurales opuestas que según dicho autor se observan en la Zona Central y que sería congruente con el resto de las Cordilleras Béticas.

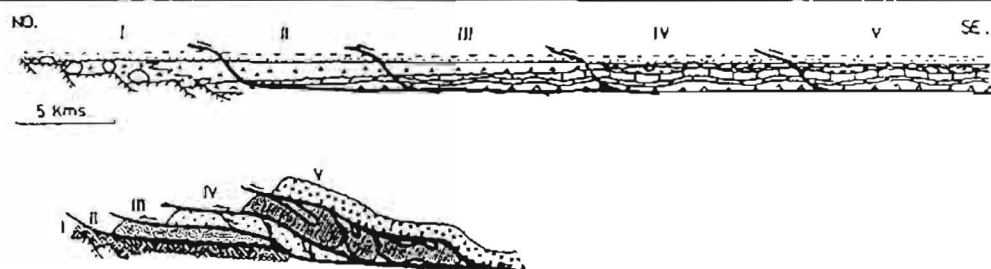
Los posteriores trabajos de RODRIGUEZ-PEREA (1981) y RODRIGUEZ-PEREA y POMAR (1983a y b) se inscriben en la línea iniciada por POMAR (1976). En ellos se describe la presencia de grandes masas de brechas de materiales mesozoicos intercalados en los niveles superiores de la secuencia miocena, que se interpretan como olistostromas, y se señala el control de la sedimentación turbidítica por fallas de salto vertical. También se destaca en ellos el hundimiento generalizado del área mallorquina tras la sedimentación de la primera secuencia deposicional burdigaliense (Formación Calcarenítica de Sant Elm). Posteriormente POMAR et al. (1983 d) reconociendo las estructuras en mantos de conocimiento de FALLOT (1922) señalan la importancia, hasta ahora infravalorada, de las deformaciones premiocenas, de las fallas verticales y de la resedimentación olistostrómica del Jurásico-Cretácico inferior y del Burdigaliense.

Finalmente hemos de considerar las aportaciones realizadas por los autores de la cartografía a escala 1:50.000 de la Isla de Mallorca (ALVARO y DEL OLMO, 1984). Estos autores resumen los datos estructurales obtenidos del estudio realizado en las diversas hojas del proyecto MAGNA (en prensa) confirmando el modelo de FALLOT (1922). Definen la Serra Nord como un thrust system en el sentido de BOYER y ELLIOT (1982) con recubrimiento entre 3 y 10 km. El acortamiento de todo el dominio de la Sierra Norte lo cifran entre 15 y 50 km (fig. I.12 A) y definen cinco unidades tectónicas (fig. I.12 B): la Unidad I ("Banyalbufar") coincide en parte con la Serie I (s.s.) de FALLOT (1922),

FIGURA 1. DOMINIOS ESTRUCTURALES DE PALCORA



Perfiles estructurales de la Sierra Norte. Se han omitido las fallas normales



Interpretación de la disposición original y la estructura final de la Sierra Norte

Fig. I.12 Unidades tectónicas y perfiles estructurales e interpretativos de la Sierra Norte, según ALVARO et al. (1984).

mientras que la Unidad II ("George Sand-La Calobra") agrupa parte de las unidades consideradas problemáticas por FALLOT (Lame de Ca Na Lluisa, Socle d'Es Teix, Serie Moncaire-Calobra y Ecaille de Sa Comuna) y presenta escasas estructuras de plegamiento. Las Unidades III y IV son asimilables a la Serie II de FALLOT y muestran, según ALVARO y DEL OLMO (1984) una estructura hinterland dipping duplexes con predominio de la deformación frágil en la Unidad III y de plegamiento en la IV. La Unidad V es equivalente de la Serie III de FALLOT y al igual que dicho autor, ALVARO y DEL OLMO consideran la zona de la Península de Alcudia por separado del resto de la Sierra.

Los intentos de reconstrucción geodinámica del área Balear, dentro del marco alpino y Mediterráneo, son numerosos. Entre otros VOGT et al. (1971), MAUFFRET (1972), MAUFFRET et al. (1972), NESTEROFF et al. (1972), AUZENDE et al. (1973), BIJU-DUVAL et al. (1974), MAUFFRET (1976) y MAUFFRET et al. (1978), BIZON et al. (1978), DURAND-DELGA (1980), DURAND-DELGA y FONTBOTE (1980), MULLER y LOWRIE (1981), SMITH y WOODCOCK (1981), y VEGAS y BANDA (1982).

En el Mioceno inferior puede cifrarse para DURAND-DELGA y FONTBOTE (1980) la sustitución de surco Citra-bético por el Mar Mediterráneo actual. El accidente PAUL FALLOT permite el desplazamiento del Bloque Corso-Sardo y la creación de los óvalos abisales mediterráneos. SMITH y WOODCOCK (1981) reconocen fuertes evidencias para un origen por rifting de la cuenca Balear, aunque BERNUILLI y LAUBSCHER (1977) mantienen la importancia de los hundimientos y HSU (1977) afirma la compatibilidad de ambas hipótesis. VEGAS y BANDA (1982) abogan también por una estructura de rift de tipo continental para el Surco de Valencia (fig. I.13).

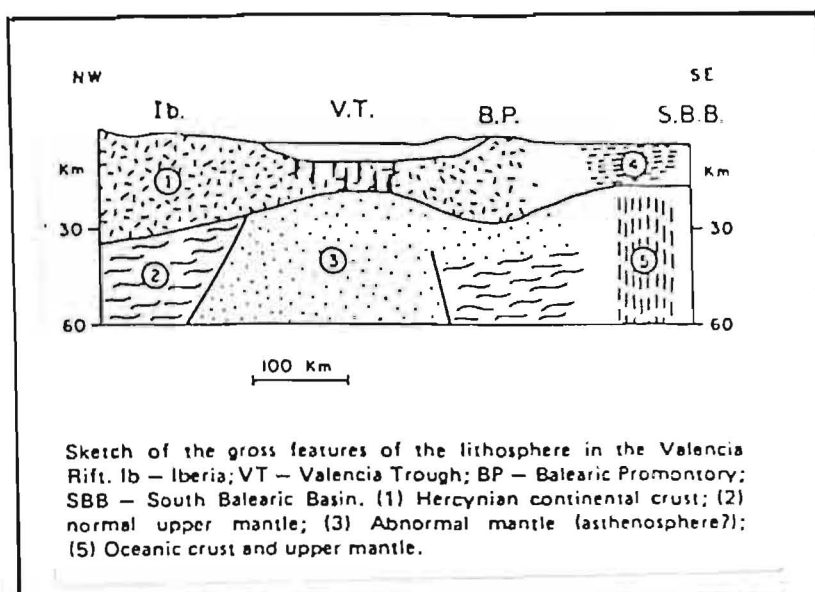
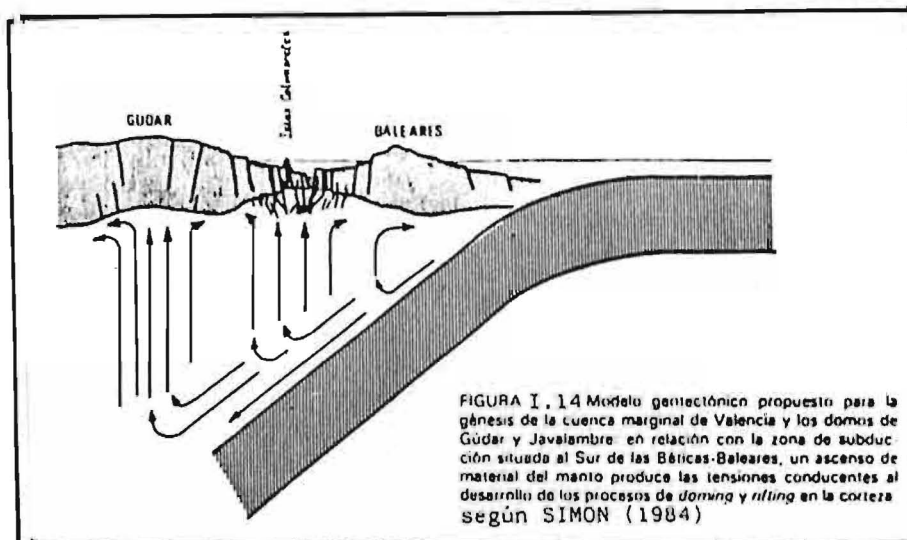


Fig. I.13 Esquema de las características generales de la litosfera del rift valenciano, según VEGAS y BANDA (1982).

BANDA y CHANNEL (1979) comparan los caracteres de las cuencas del Mediterráneo Occidental con las cuencas marginales del Pacífico y proponen una evolución en dos fases: la creación de una zona de subducción sería la responsable de la formación de la cuenca Nord Balear, mientras que la creación de una nueva zona de subducción más al Sur de la primera formaría la cuenca Sur Balear. Sugiriendo este mecanismo como responsable del adelgazamiento de la corteza del Surco de Valencia, SIMON (1984) propone un modelo geotectónico de cuenca marginal para dicho surco, en relación con una zona de subducción situada al Sur de las Béticas-Baleares (fig. I.14). Esta zona de subducción ya había sido señalada en los trabajos de HINZ (1972 y 1973)



I.3 OBJETIVOS

Los trabajos de POMAR (1976 y 1977), RODRIGUEZ-PEREA (1981) y RODRIGUEZ-PEREA y POMAR (1983b) demuestran la posibilidad de establecer estudios sedimentológicos detallados que acoten y precisen, además, el contexto estructural. La arquitectura de la Serra Nord viene condicionada por el tipo y distribución de los sedimentos miocenos pretectónicos, ya que es en el marco mioceno en el que se produce el último episodio orogénico importante en la estructura de la Serra. En este sentido se propone como objetivo de este trabajo la comparación de las distintas hipótesis estructurales con el significado estratigráfico y ambiental de los depósitos miocenos de la Serra de Tramontana.

Los depósitos miocenos presentan también un gran interés sedimentológico. Con este trabajo se pretende definir las características de la transgresión del Burdigaliense-Langhiense en un área de suficiente extensión para constituir un ejemplo representativo de este tipo de eventos.

Pocas veces han sido descritos en detalle y con precisas reconstrucciones paleoambientales los depósitos clásicamente descritos como conglomerados de base de cualquier transgresión. Pocas son también las secuencias turbidíticas retrogradacionales y menos aún de carácter carbonático (RUIZ ORTIZ, 1983). El definir ambos aspectos constituye también parte de los objetivos fundamentales de este trabajo.

Estratigráficamente se pretende valorar la extensión de las Unidades definidas por RODRIGUEZ (1981) a lo largo de la Serra Nord, proponiendo, en su caso, la designación formal correspondiente. Inicialmente se proponía también un estudio micropaleontológico y cronoestratigráfico paralelo al que aquí se realiza, de forma que los resultados de uno y de otro pudieran enriquecerse mutuamente. Este trabajo

micropaleontológico no ha podido llevarse a cabo simultáneamente, por circunstancias varias, por lo que dentro de este estudio no se abordan problemas cronoestratigráficos más que de una forma indirecta.

Finalmente se ha intentado verificar la relación organismos-sedimento, esencialmente en los depósitos de plataforma, y establecer las interacciones en un área con importantes aportes terrígenos.

La reconstrucción paleogeográfica, paleoambiental y la definición de los procesos sedimentarios, son pues, junto a las implicaciones estructurales de la disposición espacial de los depósitos, los objetivos últimos de este trabajo.

I.4 METODO

Dadas las características del trabajo que se propone en los objetivos se han utilizado los métodos tradicionales de la geología de campo aplicada a la Sedimentología.

Se han realizado cartografías de detalle de gran parte de los afloramientos miocenos, ya que las cartografías existentes (FALLOT, 1922; ESCANDELL y COLOM, 1961 a 1963; BATLLE, 1971; POMAR, inédito; MATAILLET y PECHOUX, 1978; RODRIGUEZ-PEREA, 1981; ALVARO et al., en prensa; y DEL OLMO et al., en prensa) o bien estaban superadas por el progreso de los conocimientos geológicos o bien no ofrecían el suficiente grado de precisión.

En las áreas escogidas se han levantado las correspondientes series estratigráficas a escala 1:100 (23 columnas para la Formación Calcarenítica de Sant Elm y 17 columnas con más de 1400 m de serie medida para la Formación Turbidítica de Banyalbufar).

En los afloramientos estudiados se han recogido cerca de seiscientas muestras de roca dura o de lutitas. Estas últimas han sido en parte atacadas con ClH para obtener la fracción silícica y en parte levigadas para su estudio micropaleontológico, mientras que sobre las muestras duras se han realizado más de cuatrocientas secciones delgadas, de las que un 50 % han sido teñidas con Rojo de Alizarina según el método de DICKSON (1965) con objeto de discriminar calcita-dolomita. Más de 60 muestras de roca dura han sido cortadas, pulidas y barnizadas para poder observar macrotexturas.

Las láminas delgadas han sido examinadas con un Microscopio Universal Fotomicroscopio Ultraphot de Zeiss, mientras que las secciones pulidas, los levigados y las fracciones

silícicas han sido observadas con un Estereomicroscopio DRC de Zeiss provisto de una cámara M 35 controlada con un Aparato de Mando de la Exposición MC 63.

La clasificación de los ejemplares de Corales es provisional, y se basa preferentemente en los criterios establecidos por CHEVALIER (1961) quien describe algunos ejemplares del Burdigaliense de Mallorca tomados de la colección de FALLOT y de BATALLER.

Entre los diversos problemas abordados hay dos que resultan de marcado carácter metodológico y cuya solución se expone a continuación.

Terminología petrográfica.

La presencia simultánea de depósitos terrígenos y carbonatados obliga a abordar los problemas que la clasificación de areniscas y de carbonatos presenta en sus casos límite. Dejando aparte las limitaciones que se presentan en la clasificación de sedimentos puramente terrígenos y puramente carbonatados, los límites entre ambas son arbitrarios, en parte subjetivos y en general poco útiles.

No es objeto de este trabajo el introducir una clasificación nueva para estas áreas fronterizas. Nos limitaremos pues a establecer los conceptos menos dudosos y a acotar su utilización en esta Memoria.

Los sedimentos terrígeno-carbonatados pueden ser abordados desde dos puntos de vista diferentes ya que se trata, en suma, de depósitos formados por partículas generadas en la cuenca de sedimentación y por otras externas a ella. Las primeras agrupan a los llamados componentes carbonatados, estos es componentes esqueléticos y no esqueléticos (ooides, pellets e intraclastos), el fango calcáreo más o menos recristalizado (micrita) y el cemento que rellena en mayor o menor medida la porosidad de la roca.

Las partículas externas a la cuenca (terrígenos) provienen de la meteorización y erosión de las áreas continentales próximas y presentan una composición litológica derivada del área fuente de donde provienen. El factor transporte implica un desgaste selectivo de las litologías menos resistentes a la abrasión.

Es posible encontrar cualquier proporción de ambos tipos de partículas en los depósitos sedimentarios, y es por ello que se han desarrollado diversas categorizaciones y nomenclaturas que en gran parte se basan en la mineralogía de las partículas; así, las ambigüedades surgen cuando la mineralogía de ambos grupos coincide, es decir, cuando los terrígenos provienen del desmantelamiento de coberturas sedimentarias formadas predominantemente por carbonatos, como es el caso que nos ocupa.

GRABAU (1904) distingue las calizas orgánicas o biogénicas de las clásticas definiendo estas últimas como las compuestas por partículas calcáreas transportadas y que han sufrido un mayor o menor desgaste y/o clasificación por corrientes. Más tarde se produce, según WILLIAMS et al. (1982), una subdivisión de estos carbonatos clásticos por el tamaño de grano en calcilutitas (carbonate mudstone) calcarenitas (carbonate sandstone) y calcirruditas (carbonate conglomerate or breccia).

No obstante, se mantiene la ambigüedad de la división entre carbonatos biogénicos y clásticos que se basa en la cuantificación del grado de transporte de las partículas. Sin solucionar este problema se introducen nuevas subdivisiones basadas en la naturaleza de los componentes y en la textura deposicional (DUNHAM, 1962; FOLK, 1959).

Los nuevos términos son relacionables con los expresados por GRABAU (ver fig. I.15) y limitan el problema del transporte a una cuantificación entre poco y nulo.

Por otro lado se produce una paulatina extensión del uso de los términos calcilutita, calcarenita y calcirrudita hacia los depósitos terrígenos con mineralogías carbonatadas en los que hay un claro retrabajamiento por corrientes de cierta e incluso de mucha entidad (turbiditas carbonatadas) y también hacia los depósitos terrígenos-carbonatados, mezclas de partículas carbonatadas terrígenas y no terrígenas. Surgen, no obstante, propuestas destinadas a atajar estas extensiones de los conceptos citados: así FOLK (1959 y 1968) propone el término calcilitita que define como una litoarenita (25 % o más de fragmentos de rocas con poca matriz, 10 %), cuyos fragmentos de rocas están dominadas por calizas y/o dolomías. PETTIJOHN et al. (1972) recoge este término para el que a su criterio la mayoría de autores requieren la presencia de más del 50 % de carbonatos terrígenos, y propone la utilización del término areniscas calcáreas (calcarenaceous sands) para las areniscas mixtas de cuarzo detrítico y carbonatos no terrígenos de tamaño arena. Estas areniscas calcáreas gradan, según los autores citados, a calcarenitas por disminución del porcentaje de cuarzo están formadas tractivamente, presentan estructuras de areniscas y deben ser escrupulosamente separadas de las calcilititas definidas por FOLK.

El criterio mantenido por PETTIJOHN et al. (1972) no es por tanto genético y que la presencia de cuarzo puede deberse tanto a su presencia mayoritaria en el área fuente como a un largo transporte que obliterara el porcentaje de carbonatos terrígenos.

Así, los términos calcilitita (FOLK) y arenisca calcárea (PETTIJOHN et al.) no son genéticamente exclusivos y encontramos todos los grados de transición entre ambos. Por otra parte, como ya se ha señalado, las categorías calcilutita (calcisiltita) calcarenita y calcirrudita han sido desplazadas por el uso de las clasificaciones de carbonatos (DURHAM y FOLK).

En este trabajo se utilizan los términos calcilutita, calcarenita y calcirrudita para designar sedimentos mixtos terrígeno-carbonatados de mineralogías predominantemente carbonatadas. Se reserva el término areniscas calcáreas a rocas detríticas y/o terrígenas carbonatadas con altos contenidos en cuarzo detrítico (20 %). No se emplea el término calcilitita y se reserva el término biocalcarenita o calcarenita bioclástica para enfatizar las calcarenitas con alto contenido bioclástico.

	Original components were discrete loose particles not bound together during deposition				Original components bound together during deposition	Depositional texture not evident
A	Mud-supported texture		Grain-supported texture		Boundstone	Crystalline granular limestone
	Less than 10% grains	More than 10% grains	Mud present between grains	Lacks mud; clean grains		
	Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone		
B	Microcrystalline limestone	Allochemical Limestones			Biolithite (autochthonous reef rocks)	
	Micrite	Allochemical micrite		Sparite		
		Sparite biomicrite pelmicrite intramicrite omimicrite	Packed biomicrite pelmicrite intramicrite oemimicrite	Biosparite Oosparite Pelsparite Intrasparite		
C	Biogenic (Organic) Limestone					
	Shell oozes	Shell beds			Reefs	
	Clastic Limestone					
	Calcilutite				Calcarenite Calcirudite	
Terrigenous analogues	Mudstone and shale	Sandy or silty mudstone and shale	Argillaceous sandstone or wacke	Clean sandstone or arenite		

Fig. I.15 Clasificación y nomenclatura de carbonatos según DUNHAM, FOLK, GRABAU.

Los términos conglomerados y brechas se aplican a las ruditas y calcirruditas según presenten o no clastos redondeados (fig. I.16).

Toponimia.

El problema de la toponimia de las Islas Baleares y de Mallorca en particular, es grave y está sin resolver en la actualidad. Las diversas bases topográficas de la Serra Nord presentan una desigual densidad toponímica y una pésima calidad ortográfica.

La aparición de hojas 1:10.000 realizadas por el Ministerio de Obras Públicas y el Consell Interinsular de las Baleares no ha solucionado el problema, ya que la escasez de topónimos es su norma. Sólo puede decirse que existe un croquis topográfico de Mallorca con una densidad adecuada de topónimos, es el de MASCARO (1958), pero presenta abundantes defectos ortográficos y está falto de una base topográfica.

Las descripciones que se presentan en esta Memoria están basadas en la toponimia de los mapas 1:25.000 del Servicio Cartográfico del Ejército complementados cuando es necesario con la toponimia de los mapas a escala 1:50.000 o con la que se contiene en el croquis topográfico de MASCARO (1958). Ver apéndice I

TERRIGENOS		NO TERRIGENOS
COMP. NO CARBONATADOS	COMPOSICION CARBONATADA	
DETRITICOS		NO DETRITICOS
LUTITAS	CALCILUTITAS	DUNHAM
ARENITAS	CALCARENITAS	FOLK
RUDITAS	CALCIRUDITAS	

Fig. I.16 Clasificación utilizada en esta Memoria para sedimentos mixtos terrígeno-carbonatados.

I.5 ANTECEDENTES

Son numerosos los trabajos realizados sobre la Serra Nord de Mallorca. Por orden cronológico, citaremos todos aquellos que aportan datos sobre los depósitos miocenos, ya que los relativos a la estratigrafía del resto de materiales de la Serra y su estructura tectónica, han sido recogidos en parte en el apartado I.2 Marco geológico.

DE LA MARMORA (1834) realiza la primera cartografía en la que se citan formaciones neógenas en Mallorca.

HAIME (1855) distingue varios niveles miocenos (margas grises de Deià), considerándolos depositados en pequeñas cuencas aisladas.

BOUVY (1857 y 1863) describe las series terciarias con lignitos, y señala la existencia del Mioceno medio en Miramar pinzado bajo el Jurásico.

HERMITE (1879) aporta datos estratigráficos más precisos: Sitúa a las Calcáreas con Clypeaster de Deià en la base de la secuencia miocena, seguidas por las Capas con Ostrea crassissima L.K., definidas junto al Castillo de Bellver. En el aspecto estructural, concede gran importancia a la fracturación vertical, que afectaría a un conjunto de Mesozoico plegado. En este trabajo se recojen ampliamente las referencias bibliográficas existentes hasta la fecha, sobre las Islas de Menorca y Mallorca.

NOLAN (1895), aun manteniendo la importancia de la fracturación vertical de HERMITE, reconoce una tendencia hacia una estructura imbricada.

BOFILL (1899) atribuye la base de la secuencia de HERMITE al Burdigaliense, cuyo techo estaría formado por

las Capas con Ostrea crassissima L.K.

COLLET (1909) confirma la existencia de la estructura imbricada, cuya dirección de empuje sería de SE a NW.

FALLOT (1914) reconoce las capas con Clypeaster de Deià a lo largo de toda la Cadena, tanto en los afloramientos costeros como en las ventanas tectónicas del interior de la Sierra.

DARDER (1914) describe el Triásico de Mallorca, fundamentalmente de la Serra Nord, donde reconoce las estructuras de corrimiento que FALLOT describía en el SW de la cadena. Para DARDER (1914) la Serra se estructura por medio de siete alineaciones orográficas a las que atribuye un significado tectónico. En las descripciones y en la cartografía que acompaña el trabajo se encuentran varios afloramientos miocenos (S'Alquería, Estellencs, Puigpunyent, Establiments, Banyalbufar, Port d'Es Canonge, Esporles, Deià, Cala Sant Vicenç, Cala Bòquer y Port de Pollença).

FALLOT (1922) en la impresionante obra que constituye el volumen de su Tesis, distingue dos facies miocenas, una septentrional y otra meridional.

La primera, correspondiente a los afloramientos de la Sierra, está formada por:

- * Areniscas con Amphistegina
- * Margas azules
- * Margas arenosas con Pecten praescabriusculus Font. y con Clypeaster
- * Conglomerados
- * Calizas

Mientras que la meridional, situada en el centro de la Isla, la componen:

- * Moladas
- * Moladas calcáreas blancas

Para este autor, los dos tipos de facies se confunden en la región de Alcudia, a la vez que el tipo septentrional se encuentra también en la región meridional (Randa). Según FALLOT existe una continuidad sedimentaria entre el Oligoceno y este Mioceno inferior, que puede observarse en las laderas del Puig de Sta. Magdalena, en Inca, y también en la región de Andraitx.

Estructuralmente podemos considerar a Paul FALLOT como el creador, junto al español Bartolomé DARDER, de la hipótesis que venimos llamando clásica explicativa de la arquitectura estructural de la Isla. En efecto, estos autores, con el precedente del suizo COLLET (1909) y basándose en los trabajos de SUESS (1888) en los Alpes, introducen el concepto de pliegue-falla para explicar la disposición y génesis de la Serra Nord (FALLOT, 1914 y 1922) y de las Serres de Llevant (DARDER, 1925).

Según FALLOT (1922) la Serie I -la más occidental, considerada como para-autóctona y la única que muestra el Triásico inferior- aflora en los acantilados de la zona centro-occidental de la Sierra y soporta los mejores afloramientos miocenos: Son Valentí (100 m de potencia desde la base del Burdigaliense a un probable Helveciense), Deià, Es Collet (al N del Puig Major), Son Malferit, Puigpunyent (a través de dos ventanas tectónicas de la Serie II) y Estellencs.

La Serie II, cabalgante sobre los afloramientos citados, no soporta sobre sí, según FALLOT, depósitos burdigalienses. Este fenómeno, es interpretado por el autor francés, como reflejo de la existencia de un promontorio elevado que separaría las facies septentrionales de las meridionales. Este alto fondo estaría jalonado por una serie de islas,

producto de levantamientos diferenciales del fondo del mar, que explicarían la presencia de facies septentrionales (Randa) en la zona central.

Así pues, FALLOT piensa en un hundimiento del área Balear, cuya consecuencia más inmediata sería la transgresión Burdigaliense; la sedimentación estaría regida por altos fondos y zonas deprimidas y, según este autor, presenta características fliishoides.

Sobre la Serie III, Paul FALLOT cita varios afloramientos de dudosa calidad, entre los que se encuentra el de Sant Elm, en el extremo SW de la Sierra; no obstante reconoce la complejidad de este sector, cuyo conocimiento considera insuficiente para poder formular hipótesis aceptables. Finalmente hemos de decir que este autor reconoce en las alineaciones de los altos fondos las direcciones precursoras de los futuros cabalgamientos.

COLOM (1946), complementando su ingente labor micropaleontológica, publica el primer estudio sedimentológico moderno sobre depósitos del Burdigaliense.

La transgresión del Mioceno inferior cambia, según este autor, la paleogeografía Balear, se produce sobre plegamientos Sávicos y es generalizada, cubriendo la totalidad de la Isla. Sus depósitos que promedian 200 m de potencia se inician con niveles de base con cantos rodados, pasando verticalmente a lechos de areniscas y calizas zoógenas y ulteriormente a areniscas margosas y margas, las cuales, haciéndose más finas, nos llevan hasta los llamados barros de Globigerinas. A pesar de que esta distribución vertical puede generalizarse para toda la Isla, COLOM distingue tres zonas de sedimentación, que por su importancia paleogeográfica pasamos a detallar brevemente.

Las tres áreas presentan niveles conglomeráticos basales, si bien COLOM opina que su potencia es sensiblemente mayor en el E, al igual que sucede con los lechos de areniscas y las calizas zoógenas. A partir de los niveles medios y superiores, se establece una diferenciación:

- * Serra Nord: Margas con Diatomeas, Radiolarios y espículas de Esponjas. La glauconita es poco frecuente.
- * Zona Central (Sineu, Sant Joan, etc.): Zona glauconífera, lechos muy ricos en microorganismos silíceos (Diatomeas).
- * Serres de Llevant (Artà, etc.) y Randa: Sin glauconia o muy rara, sin Diatomeas ni Radiolarios; espículas de Esponjas ausentes o muy raras.

Del estudio detallado de estos sedimentos, deduce que se trata de depósitos neríticos y en ningún caso batiales, y que los elementos detríticos han de provenir de zonas emergidas situadas al E de Mallorca y probablemente en relación con terrenos paleozoicos menorquines.

En la zona de la Serra Nord reconoce siete facies entre las que no encuentra solución de continuidad:

- * Conglomerados de base. Cantos poligénicos, predominando las calizas grises del Liásico inferior (areniscas werfenienses en los afloramientos centro-occidentales) con cemento calizo fino que contiene conchas muy rodadas de Amphistegina lessoni D'ORB.

- * Areniscas bastas. De igual composición que los conglomerados; presentan en muchos casos elementos orgánicos: colonias de Briozoos, púas de Equínidos, esquirlas de Moluscos, etc.

* Areniscas finas. Contienen abundantes elementos del plancton calizo: Globigerinas, Rotálidos diversos, granos de cuarzo, glauconita, etc. En algún punto (base del Teix) están constituidas exclusivamente por detríticos de rocas eruptivas.

* Areniscas con cuarzo. Sedimento detrítico muy uniforme, cargado de granos de cuarzo, en general muñy anguloso. Se caracteriza por contener Operculinas y grandes Equínidos del género Scutella.

* Calizas zoógenas detríticas tipo Randa. Se caracterizan por presentar una estructura muy compacta, únicamente con el cemento indispensable, y por la gran abundancia y variedad de restos orgánicos típicos de un mar cálido: Briozoos, esquirlas de Moluscos, placas de Asterias, púas de Equínidos, Rodofíceas (Lithothamnium, Lithophyllum) y Foraminíferos (Textularia, Amphistegina, Heterostegina, Rotalidae, etc.)

* Areniscas margosas y margas. Forman un régimen de estratificación regular y monótono de areniscas finas gris-verdosas que pasan fácilmente a margas. Constituyen sedimentos de mayor profundidad. Las areniscas tienen una composición variada difícil de definir, en la que predominan los granos de cuarzo y sobre todo las Globigerinas, que a veces constituyen íntegramente toda una capa. También son constantes las espículas de Esponjas y los fragmentos de Briozoos.

* Margas y margas arenosas. Se componen predominantemente de Globigerinas y granos de cuarzo. También contiene: glauconita (escasa pero constante), pirita, biotita, fosfatos de cal, zircón y rutilo, cristales de cuarzo bipiramidales Radiolarios (abundantes), Silicoflagelados (Dictyocha fibula EHR, Hermesinum schultzi HOWASSE), Dinoflagelados

(Gimnaster pentasterias (EHR)), Archeomonadíneas, Discoastéridos (muy abundantes) de los géneros Heliodiscoaster y Discoaster, Cocolitofóridos (muy abundantes), Fibroesferas, Diatomeas (abundantes) del género Coscinodiscus principalmente y espículas de Esponjas (Tetractinellida), Ostrácodos y más de doscientas especies de Foraminíferos, entre los que destacan:

BENTONICOS

<u>Vulvulina pennatula</u> (BATSCH)	Muy frecuente.
<u>V. pennatula</u> (BATSCH) var.	
<u>italica</u> CUSHM.	Frecuente.
<u>V. colei</u> CUSHM.	Frecuente.
<u>Haplophragmoides</u> cf. <u>deforma</u> (ANDREAE)	Abundante.
<u>Karrerella subcylindrica</u> (NUTALL)	Muy común. Típica.
<u>Eggerella brady</u> (CUSHM)	Frecuente.
<u>Sphaeroidina variabilis</u> REUSS	Frec. nivel sup.
<u>Bulimina tuxapanensis</u> CUL.	Muy abundante.
<u>Pulvinulinella culter</u> (PARKER y JONES)	Muy frecuente.
<u>Cassidulina subglobosa</u> BRADY	Abundante.
<u>Gyroidina subglobosa</u> BRADY	Abundante.
<u>G. subglobosa</u> var. <u>horizontalis</u> CUSHM. y REUZ.	Muy abundante.

PLANCTONICOS

<u>Globigerinoides trilocularis</u> D'ORB.	Forma dominante.
<u>Globigerina bulloides</u> D'ORB.	Forma dominante.
<u>Globigerinoides sacculifera</u> BRADY	Característica.
<u>G. rubra</u> D'ORB.	Característica.
<u>Globigerinella aequilateralis</u> BRADY	Característica.
<u>Globigerina altispira</u> CUSH. y JAR.	Característica.

Para COLOM, la potencia de los conglomerados basales oscila entre 5 y 10 m, las facies de areniscas y calizas llegan a los 50 m y las areniscas margosas y margas superiores pueden alcanzar los 140-150 m.

Tras este importante estudio, Guillem COLOM publica numerosos trabajos en los que precisa aspectos sedimentarios y estructurales del Mioceno Inferior y medio, entre los que destacan:

COLOM y GAMUNDI (1951) Describen las características de las acumulaciones de Diatomeas -moronitas- a lo largo del estrecho Nor-Bético y al NE del mismo. Consideran que se trata de organismos de profundidad media (altos fondos) arrastrados a zonas más profundas. Estas facies alternan con margas detríticas. En Mallorca predominan extraordinariamente en la zona central de la Isla, aunque también se encuentran en la Serra Nord. En las Serres de Llevant no han sido conocidas.

COLOM (1952) Incide en el mismo problema de las moronitas miocenas.

COLOM (1956) Estudia de forma exhaustiva la fauna de los depósitos burdigalienses, principalmente los Foraminíferos. En la descripción sedimentaria hace hincapié en la distinta potencia de las facies que componen las tres zonas de sedimentación del Burdigaliense mallorquín.

La potencia total se sitúa en torno a los 200 m y según este autor el carácter litoral de los depósitos se acentúa hacia la zona de Levante de la Isla.

CUEVAS (1958a y b) Describe con gran precisión geológica el Mioceno desde Estellencs al Port d'Es Canonge, en un informe minero sobre la explotación del mineral de cobre de las

facies Buntsandstein. Diferencia cartográficamente, por vez primera, los depósitos burdigalienses basales de los niveles de margas y areniscas superiores y señala la presencia en la base del Mioceno de una superficie de erosión afectando al Mesozoico.

ESCANDELL y COLOM (1960) Tras el estudio del Mioceno de la península de Alcudia, definen una fase tectónica intra-burdigaliense, que se caracteriza por una dirección de empujes tangenciales variable, con predominio de la dirección SW-NE.

COLOM (1967) Dedicar su atención a los depósitos lagunares que constituirían el fin de la transgresión Burdigaliense-Langhiense. Se sitúan en el interior de la Isla, y según este autor serían preorogénicos.

COLOM (1967b) Completa el estudio de estos limnobiós, destacando el papel que en su formación juegan las cadenas calcificadas de Melosira (Diatomeas).

COLOM (1968) Se ocupa de los sedimentos basales del Burdigaliense. En concreto, estudia dos cuencas parálicas situadas en la ladera norte del Puig Major. La parte superior de estos depósitos estaría erosionada. Correspondería a ámbitos más o menos restringidos, con brechas y conglomerados con Ostras, calizas, repletas de Foraminíferos litorales, con restos de plantas y margas con Ammonia beccarii (L).

COLOM y RANGHEARD (1973) Inciden también en los niveles lagunares del Burdigaliense inferior.

BATLLE (1971) Atribuye a los depósitos burdigalienses un carácter sintectónico, ya que en varios puntos observa estructuras de cabalgamiento fosilizadas por dichos sedimentos miocenos.

En la década de los sesenta, son varios los autores franceses que continúan la labor investigadora de Paul FALLOT, publicando varios e importantes trabajos sobre el Mioceno de la Isla de Mallorca.

BIZON et al. (1973) Estudian, entre otros, los afloramientos de Son Valentí-Son Bunyola (en las cercanías del Port d'Es Canonge) y de Cala Sant Vicenç.

El primero de los cortes citados les proporciona microforaminíferos planctónicos, que atribuyen a la biozona N8 de BLOW o biozona de Globigerinoides trilobus. Este dato, concordante con el estudio del Nanoplancton les permite a los autores datar la parte inferior de la serie miocena como Burdigaliense superior, mientras que sus capas más altas podrían situarse ya en el tránsito al Langhiense inferior. La tectónica tangencial, a la que responden los cabalgamientos de FALLOT, sería según estos autores, posterior al Langhiense inferior.

CHAUVE et al. (1976 y 1977) Reinterpretan el extremo Suroccidental de la Sierra Norte. En efecto, la cartografía realizada por estos autores sugiere, sin modificar la teoría clásica, una preponderancia de los fenómenos de resedimentación. Así, los sedimentos cretácicos incluirían masas de calizas del Jurásico superior; los oligocenos englobarían a su vez bloques de Cretácico superior, y los depósitos miocenos contendrían sedimentos del Jurásico, del Cretácico e incluso del Triásico.

En el Langhiense existiría, según estos autores, una cuenca marina en el SW de Mallorca, situada por delante de una zona en curso de tectonización, cuyo frente alimentaría de bloques (klippes sedimentarios) la deposición normal del Mioceno (margas y microbrechas). Finalmente, toda la cuenca de resedimentación estaría afectada por movimientos

tangenciales y verticales, responsables de la elevación de la Cadena.

COLOM (1975) Publica la primera síntesis de la geología de Mallorca, en la que se recogen los resultados de sus importantes y numerosos trabajos. Constituye la obra de obligada consulta en cualquier aspecto geológico de la Isla. La descripción del Mioceno de la Sierra Norte no varía sustancialmente de la realizada por este autor en trabajos anteriores. Sitúa el origen de la transgresión burdigaliense hacia el Sur del área Balear y caracteriza su avance como intracontinental, sobre los relieves sávicos recién constituídos.

Unas hipótesis alternativas, tanto a las sugeridas por autores franceses ya citados (CHAUVE et al., 1976 y 1977), como a la teoría clásica, son las que a partir de 1976 plantean los trabajos de Luis POMAR. En ellos se destaca, por contraste, la importancia de la resedimentación gravitacional en el Jurásico, en el Paleógeno y en el Neógeno, y aunque no se descarta la etapa compresiva postburdigaliense se insiste en la emersión postcretácica del geosinclinal bético.

POMAR (1976) Presenta un cuadro deposicional claramente distensivo para los depósitos burdigalienses. Predominan los fenómenos gravitacionales y se produce la desaparición del antepaís que debería jugar un papel importante en el emplazamiento de los corrimientos postburdigalienses de la teoría clásica.

POMAR y COLOM (1977) En un estudio sobre depósitos burdigalienses en las cercanías de Sóller, destacan la presencia de flujos gravitatorios en dirección al SW, es decir, paralelos a la línea de costa. Estos autores señalan la posible existencia, en el Mioceno inferior, de un relieve emergido en estado de equilibrio inestable,

que hace que sedimentos originados en un área continental, sean retrabajados en la zona litoral e introducidos, junto a grandes masas delapsionadas, en la cuenca bajo la acción de la gravedad.

MATAILLET y PECHOUX (1978) En un importante trabajo sobre el sector SW de la Sierra Norte, confirman las ideas expresadas anteriormente por CHAUVE et al. (1976 y 1977), afirmando la existencia en el extremo occidental de la Sierra, de una cuenca de resedimentación miocena hacia donde iría delapsionando el frente del manto de corrimiento-base de las teorías de FALLOT- y que estos autores no reconocen en sus trabajos de campo en este sector de la Sierra de Tramuntana.

RODRIGUEZ-PEREA (1981) y RODRIGUEZ-PEREA y POMAR (1983a y b) definen las secuencias deposicionales del Mioceno de la Serra Nord. Distinguen la Formación Calcarenítica de Sant Elm o Unidad Basal, y la Formación Turbidítica de Banyalbufar. La primera está formada por depósitos de plataforma y litorales, se sitúa discordantes sobre un basamento mesozoico tectonizado y registra un período de estabilidad tectónica. Sus secuencias son de carácter transgresivo y en su techo se sitúa una etapa erosiva y/o de interrupción sedimentaria marcada por un suelo endurecido. La segunda secuencia deposicional se caracteriza por depósitos turbidíticos, localmente organizados en abanicos submarinos poco desarrollados, y registra un hundimiento del área Balear y una evolución transgresiva. Se sitúa sobre la Formación Calcarenítica de Sant Elm y en su techo, erosionado, se emplazan los mantos de corrimiento que estructuran la Serra Nord. Localmente, en los niveles superiores de esta secuencia turbidítica se intercalan olistostromas (Subunidad Gravitacional).

POMAR (1979-82) Recoge, en un importante ensayo sobre la evolución geológica de las Baleares, las nuevas hipótesis que se van planteando a partir de los datos que los trabajos en tierra proporcionan. Define varias subunidades tectosedimentarias en los sedimentos del Terciario Balear, entre las que se encuentra el ciclo sedimentario del Burdigaliense-Langhiense, en el que se enmarca este trabajo.

BATLLE (1979-82) cartografía en detalle el área de Lluc-Mortitx, al N de la Serra de Tramuntana, donde establece el carácter olistolítico de extensos afloramientos de Keuper y Lías inferior englobados, según el autor, en la secuencia burdigaliense. Los emplazamientos olistostrómicos según BATLLE, se producen al final del emplazamiento de los mantos tectónicos. Los sedimentos burdigalienses están formados, según BATLLE, por conglomerados y brechas poligénicas en la base, areniscas más o menos calcáreas y microbrechas que hacia el techo presentan margas con intercalaciones areniscosas.

DONOSO et al. (1982) Describen la microfauna de las unidades definidas por RODRIGUEZ-PEREA (1981) discutiendo su conservación y las posibilidades de datación que ofrecen (ver infra).

ALVARO et al. (1984) Como consecuencia de los trabajos realizados para la confección de los mapas y memorias de la cartografía MAGNA 1:50.000 de Mallorca (en prensa) caracterizan los depósitos neógenos. Definen ocho unidades deposicionales de las que la segunda -Unidad de conglomerados y calizas (Aquitaniense-Burdigaliense inferior)- y la tercera -Unidad Turbidítica-Carbonática (Burdigaliense superior-Langhiense)- se corresponden con la Formación Calcarenítica de Sant Elm de RODRIGUEZ-PEREA (1981) y RODRIGUEZ-PEREA y POMAR (1983a y b) y con las Unidades Turbidíticas de Banyalbufar y Calizas de Randa de RODRIGUEZ-PEREA y POMAR (1983a y b) y POMAR Y RODRIGUEZ-PEREA (1983) respectivamente.

La Unidad de Conglomerados y Calizas está formada, según ALVARO et al. (1984) por conglomerados unimodales y calizas bioclásticas que se interpretan como sedimentos fluviales y depósitos de plataforma carbonática costera. Paleogeográficamente proponen un dispositivo formado por plataformas someras marinas situadas al Sur y al Norte de la Isla.

La Unidad Turbidítica-Carbonática desarrolla según los autores citados un episodio de sedimentación de cuenca en toda Mallorca que en el sector central culmina con depósitos de rampa carbonática. Presenta margas, areniscas, silexitas, olistostromas, etc. y calizas organógenas que corresponden respectivamente a depósitos de talud inestable y a la plataforma rampa progradante ya citada.

ALVARO et al. (1984) también describen en detalle la fauna de los depósitos miocenos. La Unidad de Conglomerados y Calizas presenta una edad Burdigaliense, mientras que la Turbidítica es atribuida al Burdigaliense superior-Langhiense medio.

CAPITULO II: LAS FACIES DE PLATAFORMA

En este capítulo se describen e interpretan los depósitos miocenos de la Serra de Tramuntana sedimentados en aguas marinas someras y en condiciones litorales. Se propone su definición como Formación Calcarenítica de Sant Elm, se explicitan sus características y se presenta una discusión teórica sobre los depósitos mixtos terrígeno-carbonatados.

La parte descriptiva se organiza geográficamente ordenando los afloramientos de SW a NE. Para cada área o grupo de afloramientos se indican sus antecedentes y su estructura, se describen los perfiles estratigráficos, cuando ha sido posible realizarlos, y se da la interpretación sedimentológica.

II.1 INTRODUCCION A LAS PLATAFORMAS MIXTAS TERRIGENO-CARBONATADAS

Los trabajos realizados sobre depósitos del registro fósil atribuibles a ambientes de plataformas son numerosos y, en general, se han centrado más sobre descripciones de aspectos concretos (texturas, estructuras, ...) de las mismas que en aspectos generales de su dinámica y evolución, lo cual halla expresión en una marcada pobreza de modelos deposicionales teóricos que comprendan de forma global la sedimentación litoral y sublitoral sin limitarse a los subambientes típicos.

Además, la división entre quienes estudian los depósitos terrígenos y los que lo hacen sobre sedimentos carbonatados ha conducido a establecer modelos que se ajustan mayoritariamente a los extremos del arco terrígeno-carbonatado. En los sedimentos terrígenos se polariza la atención sobre deltas, estuarios, playas, plataformas mareales, islas, barreras y sand-waves, mientras que en el ámbito carbonatado se estudian principalmente las construcciones arrecifales, preferiblemente situadas en bancos o en áreas libres de terrígenos, y las extensas plataformas fósiles probablemente epicontinentales, libres, también, de aportes del continente.

Son numerosas las recopilaciones sobre los trabajos realizados en sedimentos carbonatados: WILSON (1975), BATHURST (1975), MILLIMAN (1974), GINSBURG et al. (1963), SELLWOOD (1978) y FLUGEL (1982). En todas ellas puede adquirirse una buena idea del estado de los conocimientos y también comprobar la tendencia enunciada en párrafo anterior, es decir se compartimenta, a mi modo de ver, en exceso los sedimentos carbonatados separándolos de los terrígenos.

Igual sucede en el otro extremo donde los numerosos estudios sobre deltas que se recogen en BROUSSARD (1975), FISHER et al. (1969) y ELLIOT (1978), y, sobre playas, estuarios e islas-barreras en DAVIS (1978) y ELLIOT (1978), sobre plataformas mareales en GINSBURG (1975) y DE VRIES (1977) y sobre sand-waves en JOHNSON (1978) y en WALKER (1979), no presentan posibilidades de intersección con los sedimentos carbonatados.

JAMES (1979) distingue, en cuanto a los sedimentos carbonatados, el área de producción en las zonas submareal, plataforma y borde de plataforma, de las áreas de acumulación sin transporte, coincidentes con las de producción, o con transporte: zona litoral y área de talud.

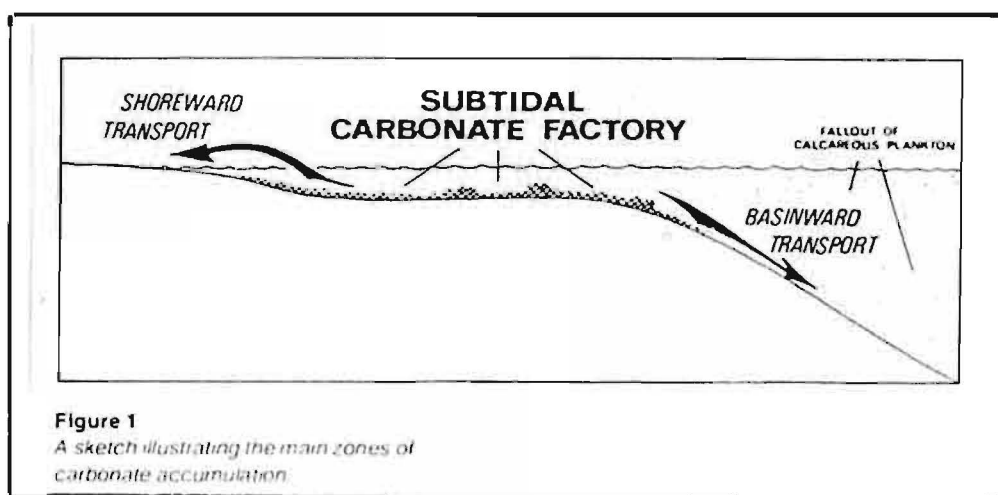


Fig. II.1 Areas de producción y sedimentación de los depósitos carbonatados según JAMES (1979).

Este autor señala una importante similitud entre los modelos de sedimentación siliciclástica y los depósitos carbonatados detríticos de las zonas litoral y de talud,

mientras que no reconoce interrelaciones entre las áreas de producción de carbonatos y los aportes continentales. Postula además una mayor producción de carbonatos en zonas de aguas someras y cálidas -zonas tropicales- en las que tampoco discute la presencia o no de terrígenos.

La compartimentación de terrígenos y carbonatos que el ejemplo ilustra es general. Queda, pues, patente, la necesidad de completar los modelos deposicionales de las plataformas, añadiéndole el estudio de las zonas mixtas terrígeno-carbonatadas, que por otro lado ocupan la gran mayoría de su superficie. Las preguntas a resolver son: ¿Cuáles son los procesos dominantes en las áreas de plataforma en las que no hay arrecifes, ni playas, ni deltas, etc.? ¿Qué tipo de depósito representan estos procesos?

El camino de las respuestas se ha iniciado, en parte, gracias a los estudios de geología marina. El progreso de las técnicas de esta rama de la Geología ha permitido la realización de numerosos trabajos sobre plataformas continentales en casi todas las áreas del globo. Naturalmente, estos estudios han permitido completar los modelos ya desarrollados, pero además han abierto un gran número de cuestiones de enorme interés.

Son numerosos trabajos realizados sobre los bancos y plataformas carbonatados tropicales entre *ellos* destacan por sus aportaciones o por ser buenas compilaciones de los ya realizados los de ILLING (1954), NEWEL et al. (1951), BATHURST (1971), PURSER (1973), PURDY (1974) y GINSBURG (1975). En menor medida en cuanto a trabajos de recopilación, pero también abundante en cuanto al número de trabajos de base se sitúa el estudio de los carbonatos en mares templados: BOILLOT (1965), CHAVE (1967), BLANC (1972), BOSENCE (1976), NELSON (1978), FARROW et al. (1979), SCOFFIN et al. (1980), BOSENCE (1980), NITTROVER et al. (1981),

BOSENCE (1983), entre otros.

Todos ellos destacan la importancia de las comunidades de organismos; función preferente de la latitud, y de las condiciones oceanográficas. No obstante, pocos consideran las áreas de transición detrítico-carbonatadas (LOGAN et al., 1969). Es más, WILSON (1975) caracteriza las plataformas carbonatadas como áreas en su mayor parte con muy poco influjo terrígeno, mientras que la clasificación de LEES (1975) no contempla tampoco su influencia, al igual que la de IRWIN (1965) y SHAW (1964). Solamente HECKEL (1972) propone modificaciones al modelo de IRWIN (1965) que lo hacen apto tanto para plataformas carbonatadas y terrígenas como plataformas mixtas (fig. II.3). En efecto, la clasificación de SHAW e IRWIN, modificada por HECKEL, se basa en niveles energéticos y en la diagnosis de áreas someras vs. relativamente profundas, independientemente de la composición litológica y aunque no contempla las diferentes comunidades de organismos en función de latitud y condiciones oceanográficas, sí lo hace en función de la batimetría y la salinidad.

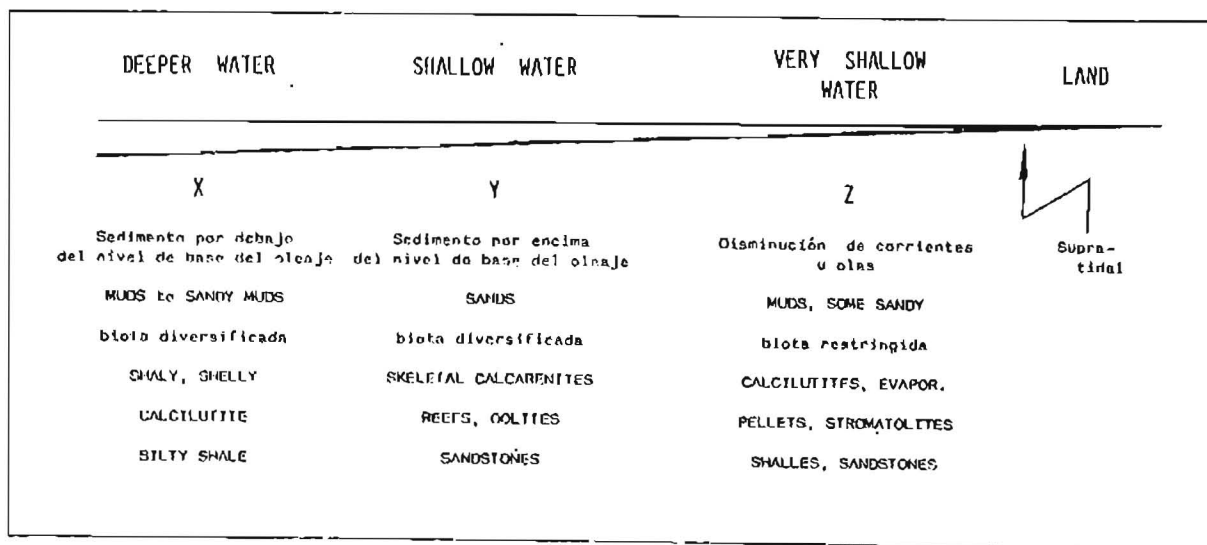


Fig. II.2 Modelo de sedimentación marina de aguas someras según HECKEL (1972).

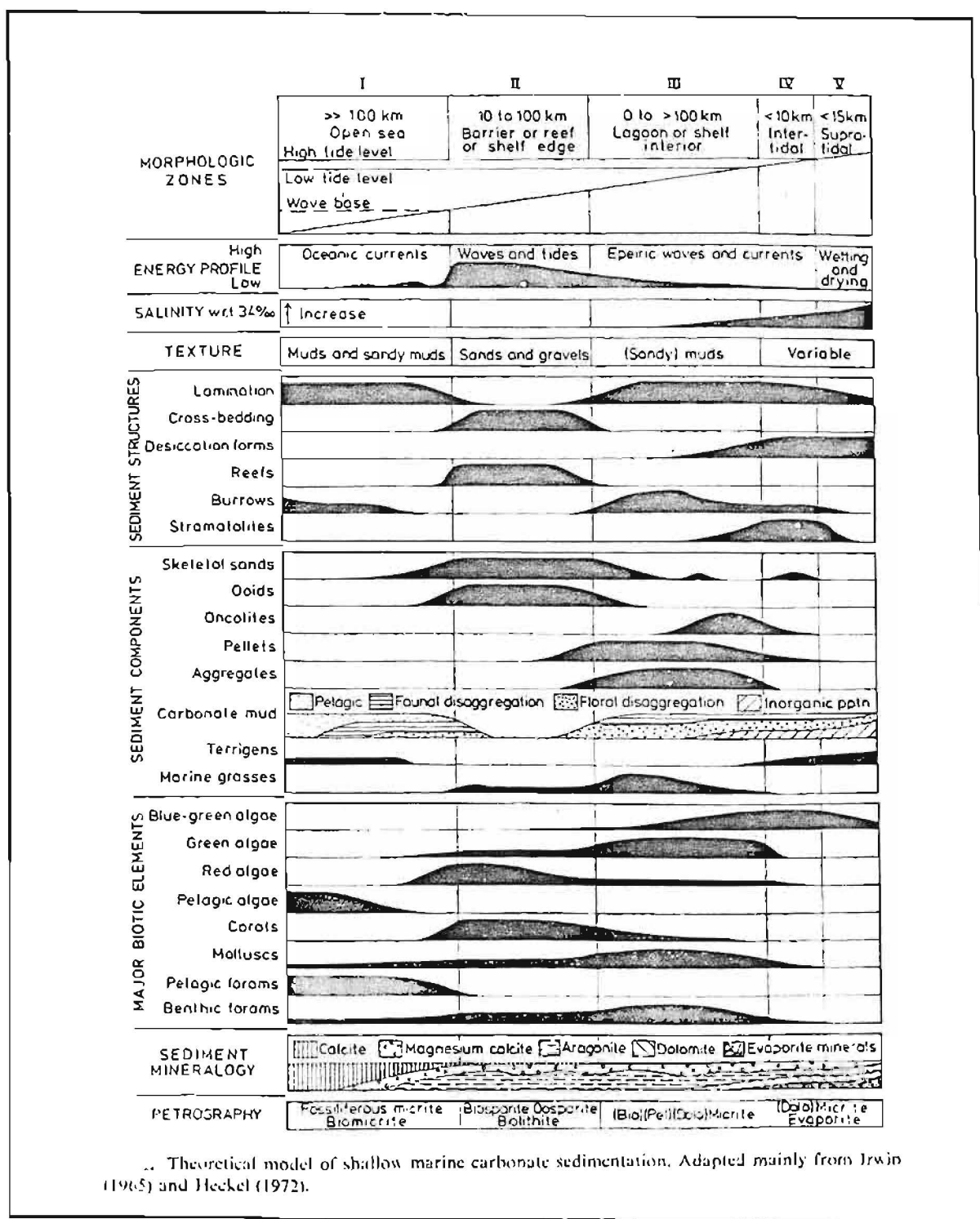


Fig. II.3 Modelo teórico de sedimentación carbonatada marina somera. Adaptado de IRWIN (1965) y HECKEL (1972) en NELSON (1978)

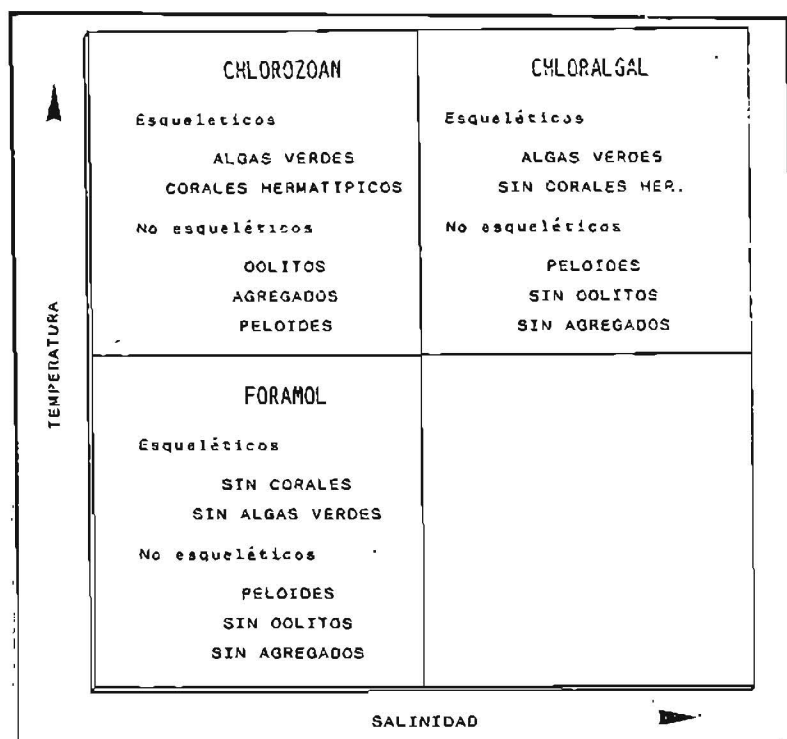


Fig. II.4 Clasificación de sedimentos carbonatados someros según LEES (1975).

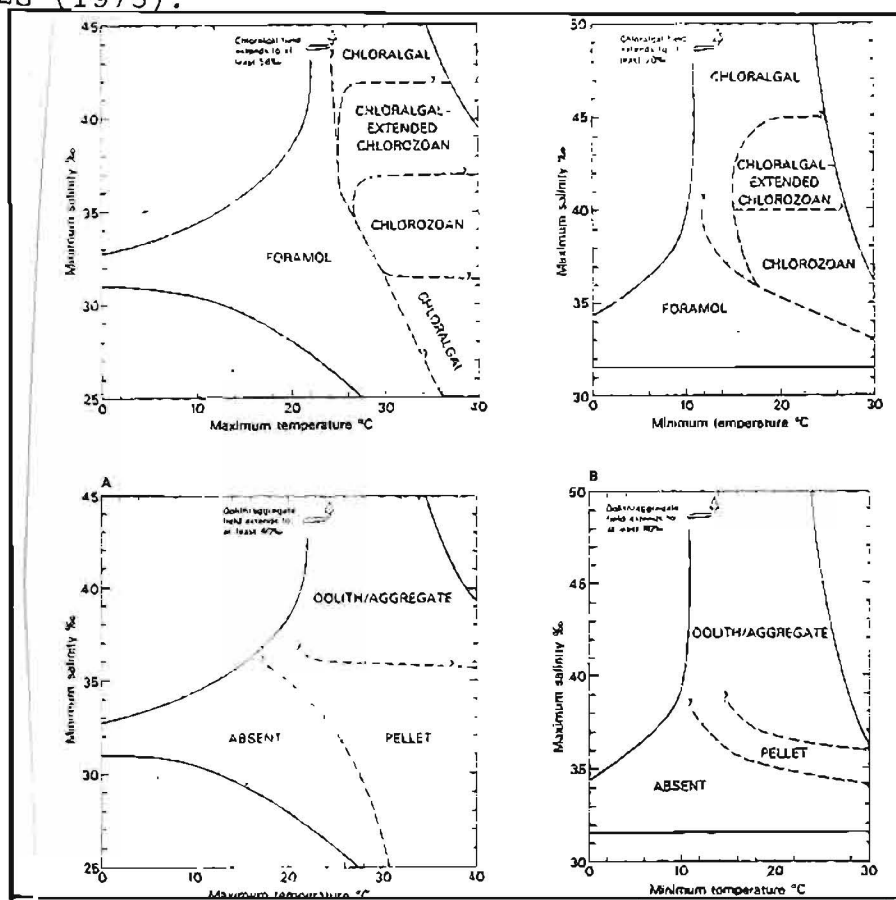


Fig. II.5 Curvas de salinidad-temperatura (SAR) según LEES (1975).

Más tarde, LEES (1975) propone una clasificación de los depósitos carbonatados de plataforma en función de las asociaciones de componentes esqueléticos y no esqueléticos, para las que encuentra una relación directa con la temperatura y la salinidad (fig. II.4 y 5).

Estas dos clasificaciones (HECKEL y LEES) no son competitivas entre sí, si no que se complementan. Los factores energéticos junto con temperatura y salinidad si bien son los factores principales en la producción de sedimentos carbonatados, no son suficientes para abarcar los depósitos mixtos terrígeno-carbonatados. Para estos depósitos hemos de considerar junto a los factores propuestos la paleotopografía, tanto del área continental expuesta a la erosión como del área sumergida, que condiciona la deposición. WILSON (1975) considera ya en cierta forma este factor al describir varios tipos de márgenes de plataformas carbonatadas (fig. II.6).

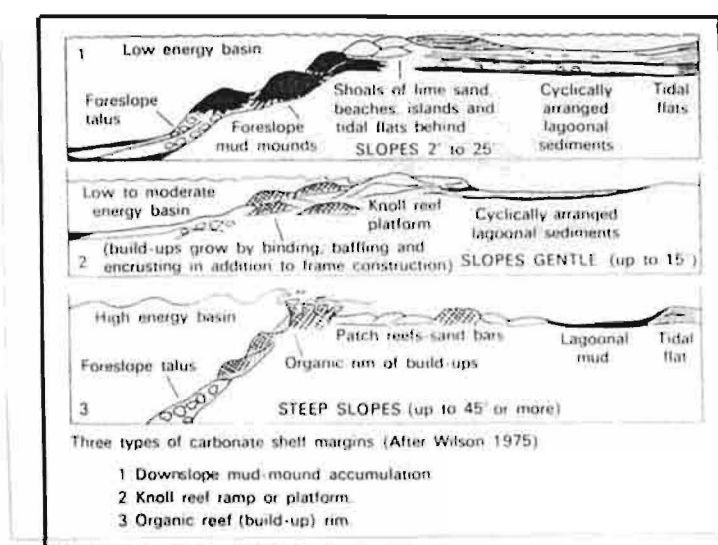


Fig. II.6 Modelos de margen carbonatado de plataforma según WILSON (1975).

La clasificación de LEES (1975) (fig. II.4) propone tres asociaciones de componentes: Chlorozoan, Chloralgal y Foramol con algunas zonas de tránsito. La atribución

de un sedimento a una determinada asociación presupone la existencia o la no existencia de todos y cada uno de los componentes. En los casos de superposición (cumplimiento de condiciones de más de una asociación) se considera una jerarquía en la importancia de los componentes o asociaciones, que de mayor a menor categoría es como sigue:

esqueléticos: chlorozoan, chloralgal, foramol.

no esqueléticos: oolitos/agregados, pellets, ausencia.

La clasificación de HECKEL (1972) considera los tres niveles de energía de SHAW (1964) e IRWIN (1965): Zona X-Deeper water: se sitúa por debajo del nivel de acción del oleaje y presenta diversidad faunística, Zona Y-Shallow water: se sitúa por encima del nivel del oleaje, presenta diversidad faunística y en ella se disipa la energía de las olas, Zona Z-Very shallow water, zona protegida, somera, sublitoral con fauna restringida y aportes terrígenos directos.

La utilización conjunta de ambas clasificaciones y la introducción del factor terrígeno completa todos los posibles dominios de la plataforma, pero requiere una aplicación compleja y poco útil si no fijamos algunos criterios invariantes para un área y un espacio de tiempo de cierta entidad.

Los factores que presentan una menor variación en el espacio son los dependientes de clima y condiciones oceanográficas y también son, probablemente, los más fijos en relación al tiempo. Así pues en función de la flora y fauna fósil podemos fijar la asociación de componentes carbonatados en la que nos encontramos, es decir, fijamos los márgenes de temperatura y salinidad.

Las condiciones de energía nos variarán en función del área energética en que nos encontremos (X, Y, Z). Además, en determinada situación la zona X y excepcionalmente la Y pueden no desarrollarse o hacerlo diferencialmente. La intensidad del aporte terrígeno y la paleotopografía nos condicionará el registro sedimentario en que nos encontremos.

Si consideramos una subdivisión de cada área energética en función de la mayor o menor cantidad de aportes terrígenos y la mayor o menor paleopendiente de la topografía podemos tener caracterizada la práctica totalidad de los sedimentos terrígenos, carbonatados o mixtos.

CHZ - CHLOROZOAN CHA - CHLORALGAL FOR - FORAMOL	COMPONENTES CARBONATADOS
X - DEEPER WATER Y - SHALLOW WATER Z - VERY SHALLOW WATER	ENERGIA
f - FEW TERRIGENOUS INPUT m - MANY TERRIGENOUS INPUT	TERRIGENOS
l - LOW PALAEOSLOPE h - HIGH PALAEOSLOPE	PALEOPENDIENTE

Fig. II.7 Factores de caracterización de los depósitos mixtos terrígeno-carbonatados en áreas marinas someras.

El factor paleopendiente condiciona de modo efectivo la preservación o no de los sedimentos en un área energética determinada, su grado de retrabajamiento litoral e incluso el tipo de bioconstrucciones.

En los depósitos mixtos terrígeno-carbonatados pueden darse situaciones -las más complejas- en las que las áreas fuentes de terrígenos estén próximas a la zona de depósito litoral y sublitoral, o lo que es igual, que exista un paleorrelieve subaéreo importante, entonces el control de la sedimentación depende fuertemente de condiciones locales que pueden ser muy variables. Estas situaciones se dan frecuentemente en transgresiones efímeras o en el inicio de transgresiones generalizadas. Sus depósitos suelen entonces agruparse sin ninguna precisión sedimentológica como conglomerados de base. Su estudio y caracterización permite, sin embargo, alcanzar un cierto grado de reconstrucción ambiental que nos posibilita comprender mejor las condiciones en que se produjo la transgresión.

La metodología que se propone permite determinar las condiciones climáticas en que se produce la sedimentación (rango de temperatura y salinidad), en función de la determinación del nivel energético y de la asociación de componentes carbonatados. La importancia, textura, litología, estructura y geometría de los depósitos detríticos carbonatados, pero sobre todo de los detríticos terrígenos nos permite caracterizar el paleorrelieve subaéreo y/o submarino.

La conjunción de estos caracteres nos proporciona, pues, un modelo aproximado de las condiciones paleogeográficas y paleoclimáticas del área en estudio.

II.2 FORMACION CALCARENITICA DE SANT ELM: PROPUESTA DE DEFINICION

Se propone la definición de la Unidad Litoestratigráfica Formación Calcarenítica de Sant Elm según los siguientes criterios:

NOMBRE

Formación Calcarenítica de Sant Elm

LOCALIDAD TIPO

Sant Elm (San Telmo), pequeño pueblo en el extremo SW de la Serra de Tramuntana en Mallorca. Islas Baleares (fig. II.8).

CLASE Y RANGO DE LA UNIDAD

Se considera la necesidad de atribuir un nombre formal a una unidad deposicional que convenientemente estudiada y conocida, se ha venido designando informalmente con varios nombres desde 1981. No existe hasta la fecha ninguna otra denominación formal.

ANTECEDENTES HISTORICOS

Esta unidad se define sobre los materiales que se han venido nominando de forma tradicional como conglomerados de base de la transgresión burdigaliense (FALLOT, 1922; COLOM, 1946).

Históricamente corresponden a las Calizas con Clypeaster de Deià definidas por HERMITE (1879) y recogidas por FALLOT (1914 y 1922) y COLOM (1946 a 1975). No obstante el primer

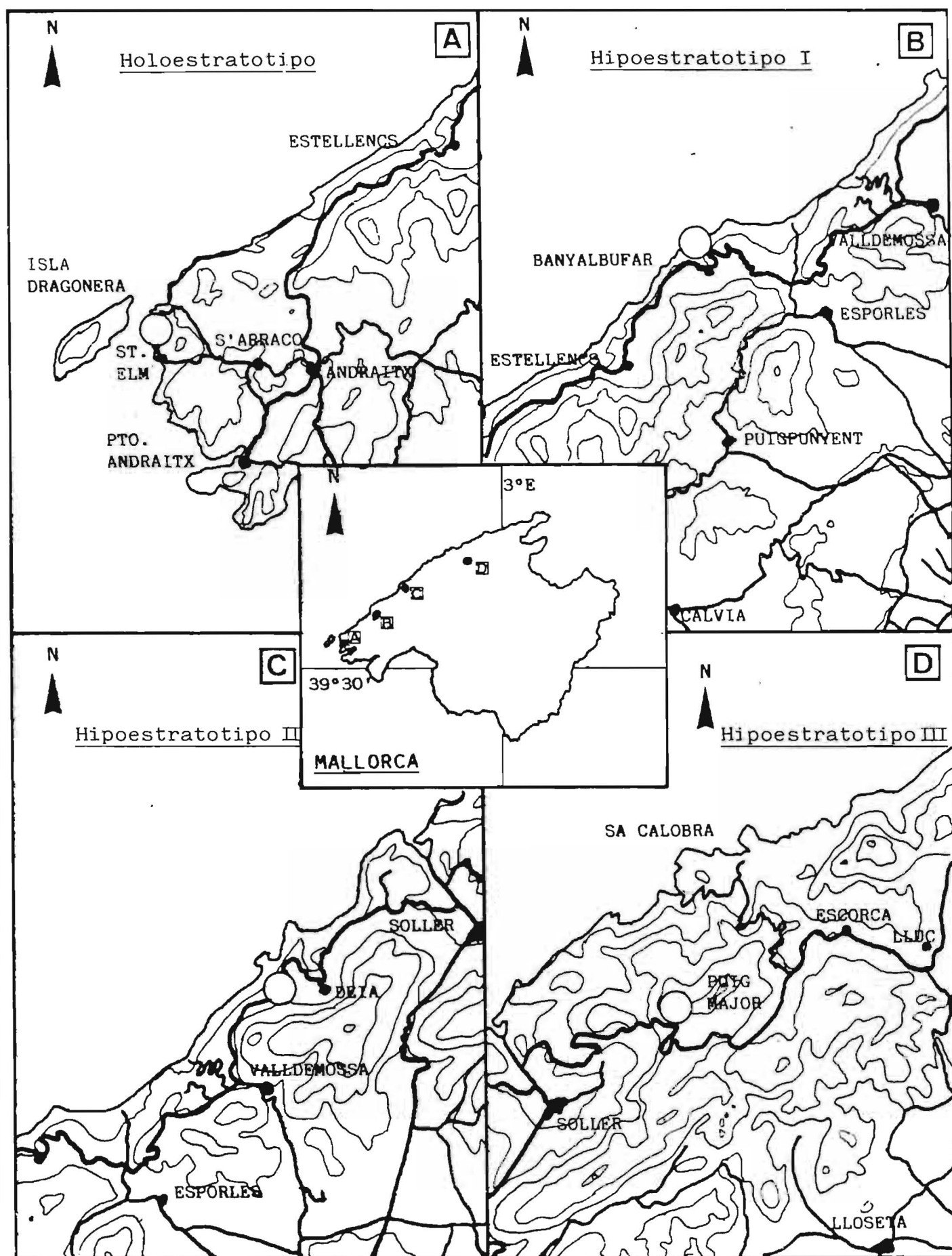


Fig. II.8 Localización de los estratotipos propuestos para la Formación Calcarenítica de Sant Elm.

autor en representarlas cartográficamente es CUEVAS (1958) que las designa como bancos potentes de conglomerados del inicio de la transgresión. BATLLE (1971) las designa como conglomerados compactos y capas de areniscas sin diferenciarlas en cartografía. RODRIGUEZ-PEREA (1981) es el primero en definirla como unidad con el nombre de Unidad Basal describiendo sus facies y sus características principales. POMAR (1979-81) recoge su evolución. RODRIGUEZ-PEREA y POMAR (1983) confirman la presencia de esta unidad a lo largo de toda la Isla de Mallorca y la denominan Unidad Calcarenítica de Sant Elm. DONOSO et al. (1982) estudian su microfauna sin llegar a una datación concluyente. ALVARO et al. (1984) la denominan Unidad de Conglomerados y Calizas atribuyéndole una edad Aquitaniense-Burdigaliense inferior.

La unidad propuesta abarca los estratos conocidos como Burdigaliense inferior parálico descritos por FALLOT (1922), FALLOT y DEPAPE (1928), COLOM (1951 y 1968) y COLOM y RANGHEARD (1973).

ESTRATOTIPOS

Se propone como Holoestratotipo de la Formación Calcarenítica de Sant Elm la sección de dicha unidad que aflora en su localidad tipo (fig II.8), entre las coordenadas siguientes:

	UTM		
	X	Y	Z
Pta. de S'Enfront	444'02	4.383'16	0'00
Torre de Cala En Basset	444'27	4.383'27	76'00

La descripción detallada de la posición geográfica y geológica del holoestratotipo se describe en el apartado II.3 Afloramientos de Sant Elm-Series de S'Enfront-Torre de Cala En Basset (p. 93). Diremos aquí que la

estructura tectónica de la Serra de Tramuntana, en la que esta Unidad se inserta, permite en pocos casos afloramientos no tectonizados, por lo que sus estratotipos -litológicamente representativos y accesibles- difícilmente están libres de estructuras tectónicas importantes (fallas, cabalgamientos, etc.). El holoestratotipo que se propone muestra suficiente continuidad lateral para poder visualizar sus facies y resolver la escasa complicación tectónica que presenta. Aprovecha además, por su situación junto a la mar, la calidad de afloramiento que muestran los acantilados costeros.

Se proponen también varios hipoestratotipos o secciones de referencia, que, por la variedad de facies que presenta la Formación Calcarenítica de Sant Elm, creemos necesarios para completar una correcta descripción:

Hipoestratotipo I:

- Localización: Es Cos-Banyalbufar (fig. II.8)

	UTM		
	X	Y	Z
Base	458'36	4.393'85	0'00
Techo	458'38	4.393'85	18'00

- Descripción: Ver apartado II.3 Afloramientos de Banyalbufar, en esta Tesis (p. 145). Descripciones complementarias se encuentran en las pp. 37, 38 y fig. 4 de RODRIGUEZ-PEREA (1981) y p. 95 y figs. 1 y 3 de RODRIGUEZ-PEREA y POMAR (1983).

Hipoestratotipo II:

- Localización: Carretera de Valldemossa a Sóller, C-710, entre los puntos kilométricos 66'2 y 66'4 (fig. II.8). Coordenadas:

	UTM		
	X	Y	Z
Inicio	468'41	4.400'03	304'0
Final	468'28	4.399'78	314'0

- Descripción: Se detalla en el apartado II.3 de esta Memoria (p.184).

Hipoestratotipo III:

- Localización: Se sitúa en el Coll d'es Cardscolers en las proximidades de la Carretera C-710, entre Sóller y Lluc; en el punto kilométrico 38'6 se accede a un camino que se dirige a los predios de Binis a través del mencionado collado donde se sitúan los afloramientos (fig. II.8).
Coordenadas:

	UTM		
	X	Y	Z
Inicio	480'56	4.406'56	906'0
Final	480'63	4.406'47	930'0

- Descripción: Se realiza en el apartado II.3 de esta Tesis: Area de Es Cardscolers (p.249). Los depósitos de este hipoestratotipo han sido objeto de bastantes trabajos, algunos de ellos de gran detalle (FALLOT, 1922; FALLOT y DEPAPE, 1928; COLOM, 1951 y 1968; y COLOM y RANGHEARD, 1973). También son descritos en su totalidad por ALVARO et al. (en prensa).

RELACIONES DE LOS ESTRATOTIPOS CON OTRAS UNIDADES ESTRATIGRAFICAS

El holoestratotipo propuesto se sitúa sobre depósitos limolíticos y arcillosos del Triásico en facies Keuper. En su techo y lateralmente se sitúan depósitos de la Formación

Turbidítica de Banyalbufar cuya definición se propone en el Capítulo III de esta Memoria.

El Hipoestratotipo I se sitúa sobre dolomías oscuras del Muschelkalk que localmente se encuentran brechadas en su techo. Sobre él se sitúan depósitos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar .

El Hipoestratotipo II se encuentra sobre brechas atribuibles a la Unidad de Brechas de Valldemossa de posición estratigráfica todavía incierta. En su techo se sitúan también materiales de la Formación Turbidítica de Banyalbufar.

El Hipoestratotipo III se encuentra en una situación de base y techo similar a la del II, es decir Brechas de Valldemossa en la base y Formación Turbidítica de Banyalbufar a techo.

DESCRIPCION DE LA UNIDAD EN LA LOCALIDAD TIPO

El estratotipo de la Formación Calcarenítica de Sant Elm presenta espesores que alcanzan los 35 m bajo la Torre de Cala En Basset y está formado por calcarenitas con Equínidos y brechas y bloques heterométricos. Las calcarenitas presentan buena a mediana clasificación, los granos son subredondeados y predominan los litoclastos (micritas y dolmicritas) mientras que los bioclastos, escasos, muestran Foraminíferos, preferentemente Amphistegina y Heterostegina y formas hialinas bentónicas. La matriz es escasa y se observa recristalización esparítica. Predominan los tramos masivos o con laminación paralela difusa por bioturbación, aun cuando son visibles algunos niveles con estratificación cruzada de pequeña y gran escala. Las brechas y bloques, heterométricos, alcanzan hasta 2 m de diámetro máximo, su textura es cantos-soportando, y su litología polimicrítica. Predominan los cantos calcáreos y dolomíticos, tanto subredondeados como subangulosos, que se disponen geométricamente

entre las calcarenitas en lentejones, a veces canaliformes, preferentemente en la base de la Formación Calcarenítica de Sant Elm aunque localmente (en relación con fracturas) ocupen toda la Unidad. Generalmente su textura es cantos-soportando, aunque su porcentaje de matriz es abundante. No presentan organización secuencial ni estructuras internas.

Aun cuando no es posible establecer una caracterización bioestratigráfica basada en una o varias biozonas ya que los esfuerzos realizados en este sentido han sido hasta la actualidad negativos (tanto por el autor como por otros investigadores) sí es posible indicar los restos fósiles más característicos y su asociación con las diversas litologías. Es frecuente en esta Unidad y a la vez inexistente en otras formaciones de la Isla la asociación de calcarenitas con Amphistegina y grandes Equínidos del tipo Clypeaster, Scutella y Schizaster. Esta asociación está presente en el holoestratotipo que se propone.

Estructuralmente la Formación Calcarenítica de Sant Elm se dispone sobre un basamento, en general mesozoico, fracturado, tectonizado y meteorizado, al cual en parte erosiona y fosiliza. En la localidad tipo se dispone sobre materiales con facies Keuper, margocalizas del Jurásico superior y dolomías y calizas del Lías inferior. Los materiales de la Formación Calcarenítica de Sant Elm se hallan implicados en la tectónica tangencial que estructura la Serra de Tramuntana en el Langhiense por lo que se encuentra frecuentemente cabalgada por los materiales mesozoicos que conforman las escamas tectónicas cuyo apilamiento constituye la arquitectura de la Serra de Tramuntana, No obstante, el holoestratotipo propuesto no se presenta cabalgado, al menos en los afloramientos de la costa. No sucede así con los hipoestratotipos que excepto el primero (I) se encuentran bajo importantes cabalgamientos.

Geométricamente se sitúa discordante sobre su basamento y su techo está erosionado por los depósitos turbidíticos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar que, de forma discordante, se le superpone.

Sedimentológicamente los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm en su localidad tipo son el resultado del retrabajamiento costero de depósitos fluvio-torrenciales que procedentes del NW, N y NE se internaban en una zona litoral probablemente de alta energía. Sus sedimentos se canalizan a través de surcos generados por fracturas, alcanzando partes relativamente profundas de la zona sublitoral. Los procesos tractivos -barras litorales- ven alterada su preservación en el registro por una intensa bioturbación de la infauna predominante que está formada por Equinoideos Irregulares. Ambientes sedimentarios equivalentes se encuentran actualmente en abundantes zonas del litoral Balear. La presencia de grandes clastos entre extensas zonas de arenas implicaría un relieve importante cuyos depósitos drenarían sobre una zona de menor paleopendiente. No se observa la presencia de sedimentos de áreas someras restringidas. Energéticamente se situarían por encima del nivel de base de temporal (Y). Los aportes terrígenos serían altos (m) mientras que la paleopendiente de deposición es moderada (l). Por sus relaciones laterales ha de caracterizarse como CHLOROZOAN. Se trataría en resumen de facies CHLOROZOAN-Y (m/l).

ASPECTOS REGIONALES

Los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm se encuentran a lo largo de la Serra de Tramuntana, en el centro de la Isla y en algunos afloramientos de las Serres de Llevant. Su potencia se mantiene en pocas decenas de metros mientras sus litologías presentan amplias variaciones laterales entre facies carbonatadas bioconstruidas y facies terrígenas también calcáreas.

Al objeto de representar sus diferentes litofacies se proponen juntamente al holoestratotipo tres hipoestratotipos o secciones de referencia.

El hipoestratotipo I representa depósitos sublitorales distales -calcarenitas con Rodofíceas- que rellenan paleotopografías irregulares donde se encuentran fragmentos del basamento profundamente alterados (brechificación). Los depósitos miocenos se infiltran en este basamento brechificado y lo recubren; en su génesis intervienen movimientos de flujo en masa que incorporan parte de los cantos mesozoicos a la biocalcarenita miocena. Se trataría en síntesis de depósitos CHLOROZOAN-Y distal (f/h). Es decir, la zona inferior del nivel energético alto, por encima del nivel de base de temporal, con aportes detríticos moderados (f) y paleopendiente importante (h). En su techo se observa una superficie endurecida colonizada por Ostreidos y Hexacorallarios (Acanthastraea sp., Heliastrea sp. y Mussidae) con indicios de ferruginización y pequeños canales conglomeráticos que señalaría una etapa de interrupción sedimentaria e incluso de cierta erosión.

El hipoestratotipo II se define como representativo de las facies arrecifales que forman parte también de la Formación Calcarenítica de Sant Elm. Presenta dos ciclos arrecifales separados por un intervalo lutítico. En el apartado II.3 se describen en detalle sus características; diremos aquí que presenta un buen desarrollo arrecifal compatible además con aportes terrígenos importantes. Unicamente la diversidad específica de los corales se ve disminuida al incrementarse el aporte terrígeno (aumenta el porcentaje de Poritidos). A pesar de no observarse la geometría de los cuerpos arrecifales, es muy probable que se trate de arrecifes muy adosados a la costa y en zonas de gran pendiente. Sólo los terrígenos de tamaños

medios y gruesos, y en general angulosos, quedan atrapados en la construcción arrecifal que está libre de sedimento fino. Se trataría de una asociación CHLOROZOAN-Y (m/h): Energía alta, aportes terrígenos importantes y paleopendiente elevada.

El hipoestratotipo III presenta una evolución desde sedimentos litorales-palustres a depósitos de plataforma en áreas relativamente energéticas donde se presenta una gran producción de algas rojas. Representa pues la superposición de depósitos marinos abiertos (probablemente barras bioconstruidas por el atrape de sedimento del armazón de Rodofíceas ramosas) sobre áreas marinas palustres restringidas. Podría caracterizarse como CHLOROZOAN- Z+Y (m/l), es decir, un área de la asociación chlorozoan con aportes terrígenos localmente importantes y paleopendiente baja en la que se superponen facies restringidas y de alta energía.

GENESIS

Los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm son consecuencia del inicio de la transgresión burdigaliense s.l. que se produce sobre un basamento previamente tectonizado, cuya paleotopografía -abrupta e irregular-recubre.

Aunque la posición cronoestratigráfica de esta Formación no ha sido definida todavía con la suficiente precisión por consideraciones de tipo regional, ausencia de un diastrofismo sinsedimentario y probable presencia de un episodio regresivo en su techo (véase el hipoestratotipo II), nos parece altamente sugestivo correlacionarla con el evento transgresivo TM 1.1 (ciclo de tercer orden) de VAIL et al. (1977).

El desmantelamiento de los relieves miocenos introduce en áreas sublitorales importantes aportes terrígenos con los que coexiste una producción carbonatada considerable de tipo chlorozoan (LEE, 1973 y 1975).

CORRELACION CON OTRAS UNIDADES

Los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm pueden correlacionarse con muchas de las unidades definidas en la base del Burdigaliense en el Mediterráneo Occidental.

En Ibiza, la base del Burdigaliense presenta iguales asociaciones de facies cuyas bases y techos muestran idénticas discontinuidades (POMAR et al., en preparación). En Menorca se puede, quizá, correlacionar con la Unidad Basal de OBRADOR et al. (1983). En la Costa Catalana es equivalente a las Calcàries del Penedés de PERMANYER (1983) y a la Secuencia 1 de BARNOLES et al. (1983) en el Camp de Tarragona. En la Plataforma Valenciana equivale a la UTS Ne-1 Grupo Casablanca de SOLER et al. (1983). En el Prebético interno Occidental es correlacionable con los conglomerados basales transgresivos descritos por CALVO-SORANDO et al. (1982). Igual sucede en el Prebético externo donde existen facies análogas que presentan también caracteres pretectónicos. Puede correlacionarse también con la UTS Ne-1 definida por MEGIAS et al. (1983) en el Norte del Subbético.

EDAD GEOLOGICA

La microfauna de esta unidad es escasa y está muy mal conservada. Presenta formas incompatibles entre sí (DONOSO et al., 1982) que han de ser bien el producto de morfologías anómalas, bien formas resedimentadas. En el primer caso obtendríamos una edad Burdigaliense inferior, mientras que en el segundo la datación sería de Langhiense basal.

El conjunto de fauna que acompaña a los taxones con valor cronoestratigráfico apoya la primera posibilidad. Los numerosos estudios de COLOM (1929, 1943, 1945 y 1956) indican, también, una edad Burdigaliense inferior. Este mismo autor, al describir los afloramientos palustres al pie del Puig Major (Hipoestratotipo III) atribuye a sus Bivalvos y Gasterópodos una edad Burdigaliense inferior basándose en las determinaciones de J.ROGER (en COLOM, 1951). ALVARO et al. (1984) atribuyen a los materiales de la Formación Calcarenítica de Sant Elm una edad también Burdigaliense (zona de Globigerinita dissimilis de BIZON y BIZON, 1972) reconociendo la dificultad de asignar biozonas exactas.

En resumen, puede atribuirse a la Formación Calcarenítica de Sant Elm una edad Burdigaliense, aunque sin mayor precisión.

NOMBRE	FORMACION CALCARENITICA DE SANT ELM				
DENOMINACIONES INFORMALES	"CALIZAS CON CLYPEASTER" HERMITE(1879)	"CONGLOMERADOS DE BASE" FALLOT(1922) COLOM(1946)	"UNIDAD BASAL" RODRIGUEZ-PEREA (1981)	"UNIDAD CALCARENITICA DE ST. ELM" RGUEZ-PEREA Y POMAR (1983)	"UNIDAD DE CONGLOMERADOS Y CALIZAS" ALVARO ET AL. (1984)
ESTRATOTIPOS	HOLOESTRAT.	HIPOESTR. I	HIPOESTRAT. II	HIPOESTRATOTIPO III	
LOCALIDAD TIPO	SANT ELM	BANYALBUFAR	SON MARROIG	COLL D'ES CARDSCOLERS	
FACIES	BRECHAS, CONGLOMERADOS Y CALCARENITAS SUBLITORALES	BRECHAS Y CALCARENITAS CON RODOFÍCEAS	ARRECIFAL	CALCILUTITAS Y CALCARENITAS CON ALGAS PALUSTRE-LITORAL	
UNIDADES EQUIVALENTES	MENORCA "UNIDAD BASAL" OBRADOR ET AL. 1983 IBIZA "UNIDAD BASAL" POMAR (INED.)	COSTA CATALANA "CALCARIES DEL PENEDES" PER-MANYER (1983) "SECUENCIA 1" BARNOLAS ET AL. (1983)	PLATAFORMA VALENCIANA UTS NE-1 SOLER ET AL.(1983)	BETICAS (N DEL SUBETICO) UTS NE-1 G. MEJIAS ET AL. (1983)	

Fig. II.9 Principales características de la propuesta de definición de la Formación Calcarenítica de Sant Elm.

II.3 DESCRIPCION DE LOS AFLORAMIENTOS

Se describen en este subcapítulo los afloramientos de las facies de plataforma (Formación Calcarenítica de Sant Elm) agrupados en siete sectores de SW a NE, que son los siguientes (fig. I.2):

Sector I: Afloramientos del SW de la Serra.

Sector II: Banyalbufar-Puigpunyent.

Sector III: Deià-Es Teix.

Sector IV: Binis-Lluc.

Sector V: Fartaritx-Formentor.

Para cada sector se describen en primer lugar los afloramientos atribuibles estructuralmente a la Serie I de FALLOT (1922) y en segundo lugar los de la Serie II. Cuando la entidad del afloramiento lo permite se interpretan parcialmente sus depósitos. La interpretación global se realiza en el subcapítulo II.4

SECTOR I: AFLORAMIENTOS DEL SW DE LA SIERRA.

Se agrupan en este sector los afloramientos de Sa Dragonera, Sant Elm, Sa Trapa, Es Ratjolí, Punta Jove-Ses Ortigues, Cala Egos y Andraitx, cuya posición estructural corresponde a la Serie I de FALLOT (1922). Se incluyen también los depósitos de S'Alqueria, S'Esclop de la Serie II y el arrecife de Santa Ponça.

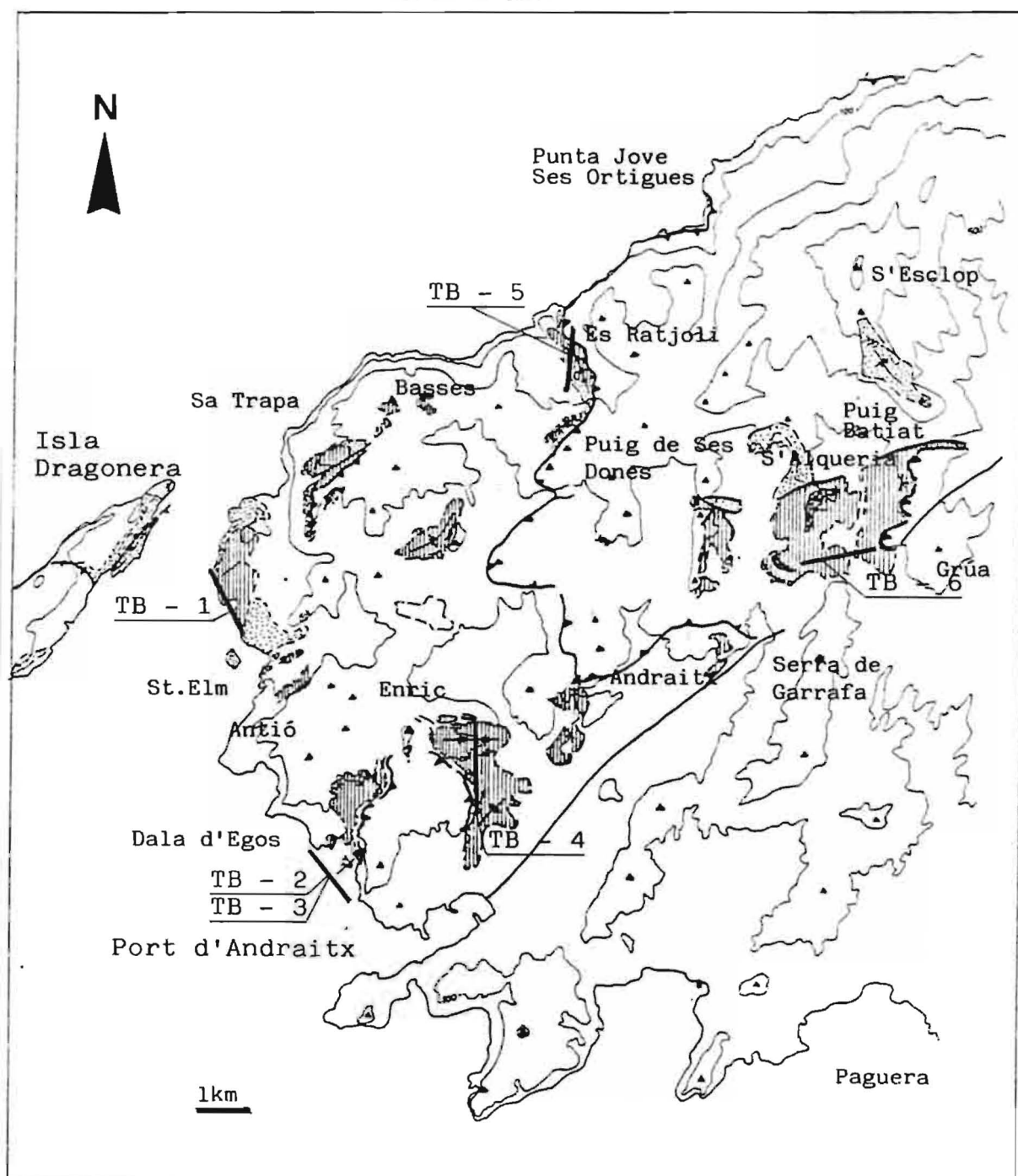


Fig.II.10 Afloramientos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm del Sector I.

AFLORAMIENTOS DE SA DRAGONERA:

Antecedentes:

FALLOT (1922) describe dos series neógenas en la costa SE de la Isla de Dragonera, la primera presenta pudingas neógenas sobre depósitos titónicos, mientras que la segunda muestra pudingas brechoides groseras en la base, margas azuladas, y conglomerados de gravas medias a finas pasando a areniscas, cubiertas por una capa superficial ferruginizada. Ambas series buzan hacia el SE unos 40°.

Estructuralmente, estos materiales miocenos se hallarían según FALLOT cabalgados por una escama mesozoica que constituiría el punto culminante de la Isla (Es Faro Vell), aunque el mismo autor reconoce la dificultad de probar esta afirmación.

Los autores de la hoja de Andraitx del Proyecto MAGNA 1:50.000 confirman la hipótesis de FALLOT en su cartografía considerando los depósitos del Coll Roig como mioceno cabalgado por la mole de Es Faro Vell (DEL OLMO et al., en prensa).

Estructura:

Efectivamente, tal y como indica FALLOT (1922), la Isla de Sa Dragonera está formada por un conjunto monoclinal, buzando al SE, de materiales mesozoicos y miocenos cabalgados entre sí en varias escamas dirigidas al NW (fig. II.11).

Algunas de ellas afectan exclusivamente al Mioceno; así, en la vertiente Sur de Cala Regau puede reinterpretarse la serie descrita por FALLOT en el sentido de considerarla formada por varias escamas de depósitos miocenos (fig. II.12).

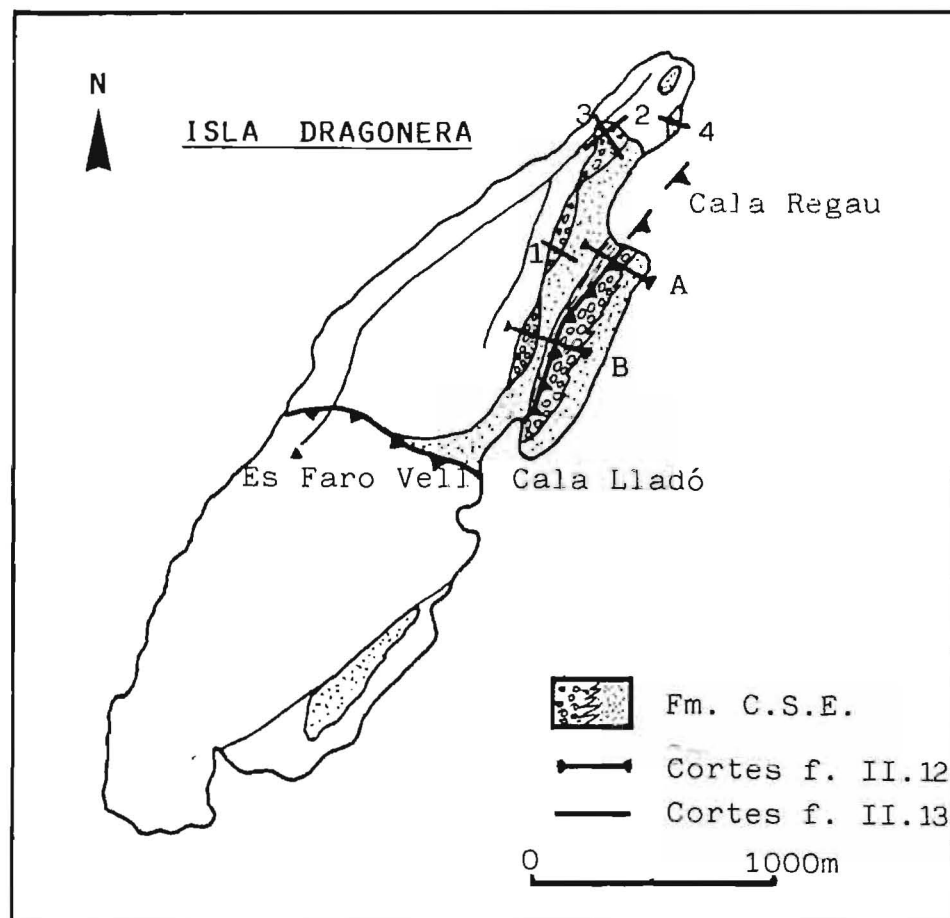


Fig. II.11 Mapa de afloramientos del Mioceno de la Isla Dragonera.

Igual ocurre con los depósitos al NE de Els Calafats o al NE en el fondo de Cala Lladó. Así pues, podemos definir una escama de sedimentos miocenos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm cabalgando de forma compleja en el detalle a depósitos autóctonos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar y la Formación Calcarenítica de Sant Elm. El plano de cabalgamiento se dirigiría desde Cala Lladó a Cala Regau y buzará subparalelo a la estratificación unos 45° hacia el SE.

El otro accidente de importancia ya definido por FALLOT y confirmado en la Hoja MAGNA es el de una escama mesozoico-miocena (Es Faro Vell.) que cabalgaría sobre los materiales mesozoico-miocenos de Es Coll Roig. Su dirección cartográfica podría ser el resultado de la limitación espacial que la reducida área de la Isla impone y sin datos estructurales :: no se le puede atribuir mayor importancia.

Descripción:

El Mioceno de la Formación Calcarenítica de Sant Elm de Sa Dragonera está formado por facies de brechas y bloques heterométricos y de calcarenitas con Equínidos. Todos los cortes levantados muestran dos tramos bien diferenciados: uno inferior erosivo sobre el basamento mesozoico formado por facies de brechas y bloques heterométricos y otro superior en el que predominan las gacías de calcarenitas con intercalaciones, preferentemente en sus tramos inferiores, de facies de brechas y bloques heterométricos. Las brechas y bloques heterométricos del tramo inferior presentan tamaños máximos de 150 cm y las litologías predominantes son las dolomías del Triásico medio, calizas blanquecinas y margocalizas del Liásico superior.

El tramo inferior está formado por brechas y bloques heterométricos, tamaño máximo 150 cm, de dolomías del Triásico medio y calizas blanquecinas.

En ocasiones (ver fig. II.13) rellenan auténticos cañones excavados en el Jurásico y se organizan en secuencias irregulares, discontinuas y lenticulares de orden decimétrico que presentan paleocorrientes al SE. Localmente están subredondeados e incluso redondeados.

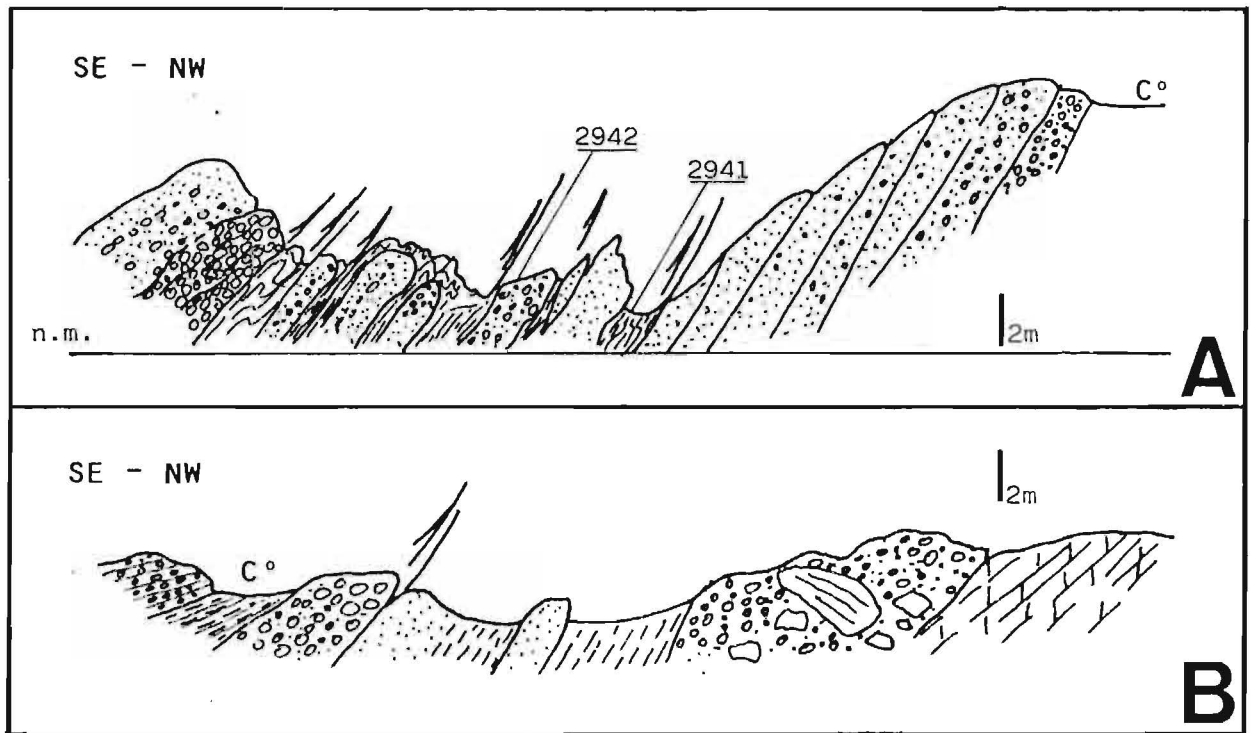


Fig. II.12 Cortes del Mioceno de la Isla Dragonera. Ver localización en la figura II.11.

El tramo superior está representado por calcarenitas en general sin estructuras o con laminación paralela. En su parte inferior presenta intercalaciones lenticulares de cantos heterométricos, aunque dichos cantos pueden encontrarse dispersos por todas las areniscas. La macrofauna presente es mayoritariamente de Equinoideos Irregulares bioturbadores. La microfauna, escasa, está formada por Amphistegina, Heterostegina, Miliólidos, Globigerínidos y fragmentos de púas y placas de Equinoideos.

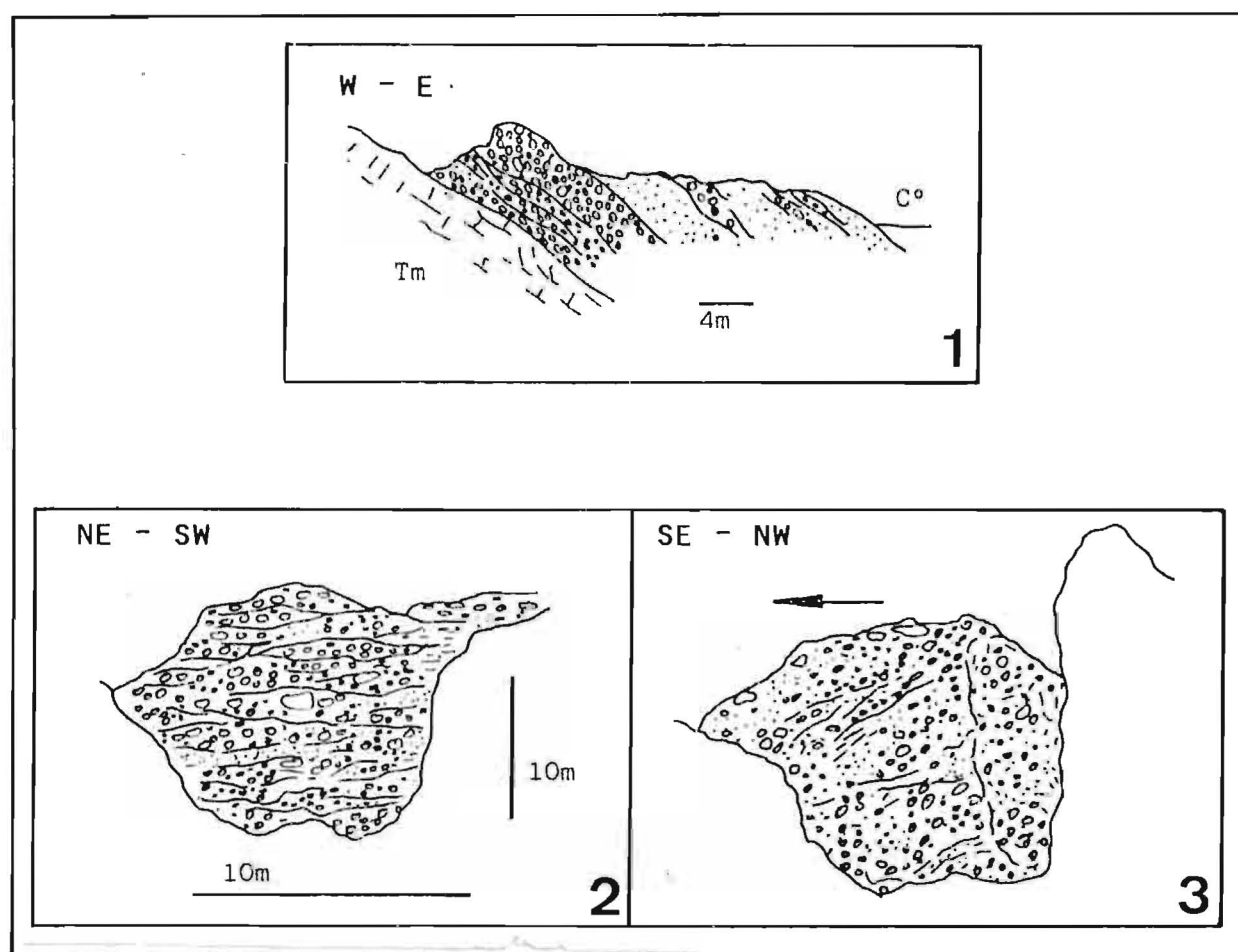


Fig. II.13 Cortes del Mioceno de la Isla Dragonera. Ver localización en la fig. II.11.

Interpretación:

Los sedimentos descritos se interpretan como el retrabajamiento costero de depósitos terrígenos procedentes de cursos fluvio-torrenciales o torrenciales que dismantelan un importante relieve situado al NW de la Isla de Sa Dragonera. Los sedimentos continentales se internaban en el área marina, probablemente a través de pequeños fan-delta (fig. II.13).

AFLORAMIENTOS DEL AREA DE SANT ELM:

Antecedentes:

Los sedimentos del extremo SW de la Serra han sido definidos por FALLOT (1922) como areniscas con Amphistegina, que localmente presentan calizas blancas con Lithothamnium. Estructuralmente los atribuye a la segunda serie (p. 174, op. cit.) aunque la estructura le parece algo más compleja (fig. II.14). Estaría formada por al menos tres escamas superpuestas y plegadas.

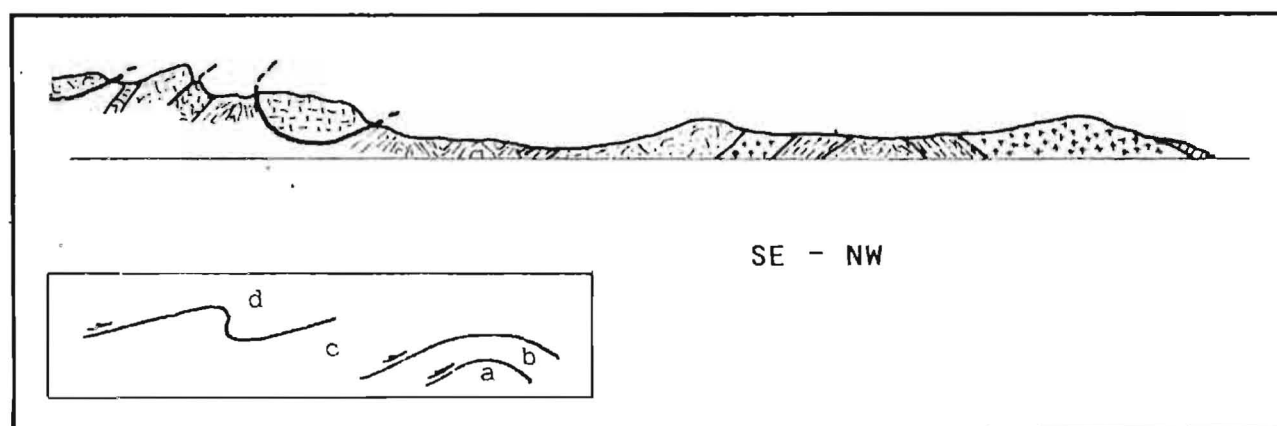


Fig. II.14 Corte geológico del área de Sant Elm según FALLOT (1922).

BATLLE (1971) describe fundamentalmente la estructura del SW de la Serra de Tramuntana. Sitúa el Burdigaliense de Sant Elm discordante sobre el Cretácico y cabalgado en parte por escamas de materiales del Keuper y del Infralías. En las proximidades de esta área, BATLLE sitúa al Mioceno fosilizando contactos tectónicos, por lo que le atribuye un carácter sedimentario.

MATAILLET y PECHOUX (1978) sólo describen los depósitos miocenos aflorantes en este área que pertenecen a la Formación Turbidítica de Banyalbufar. Estructuralmente señalan la presencia en el Castell de Sant Elm de un conjunto de materiales miocenos "englobe dans les marnes du Crétacé inférieur dans lesquelles il s'effile au SW" (sic.) (p. 112) que corresponden en parte a la Formación Calcarenítica de Sant Elm, y para los que se atribuye una disposición estructural diferente a la aquí propuesta.

Los trabajos conducentes a la elaboración de la hoja de Andraitx del MAGNA 1:50.000 no difieren sustancialmente, en esta zona, de las ideas estructurales de BATLLE con el que coinciden en el carácter sinsedimentario de los depósitos miocenos. En esta área la cartografía del Mioceno de DEL OLMO et al. (en prensa) no diferencia las dos formaciones miocenas que se describen en esta Memoria.

Estructura:

Los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm, aflorantes en el área de Sant Elm, se disponen en forma tabular desde la Torre de Cala En Basset -en el Norte- hasta el flanco NW de la alineación Punta Galinda-Sa Llobeta en el sur (fig. II.15). Su estructura actual responde a una importante fracturación pre-Langhiense, seguida de un plegamiento de dirección NE-SW de edad Langhienense a los que se superponen las etapas de fracturación más reciente. Los pliegues más importantes se sitúan al sur del área, donde sólo se han preservado de la erosión los núcleos de los sinclinales del Castell de Sant Elm, de Sa Punta d'Es Moro y del flanco NW de Punta Galinda-Sa Llobeta (fig. II.16). Por contra, los depósitos de la parte norte se presentan fracturados, subhorizontales o algo basculados sin que puedan reconocerse pliegues de importancia.

Los depósitos miocenos se disponen discordantes sobre depósitos mesozoicos de edad infraliásica, jurásica superior y cretácica, y fosilizan un cabalgamiento de brechas infraliásicas sobre margocalizas del Jurásico superior. La presencia en el plano de cabalgamiento de un nivel irregular, centimétrico de cantos subredondeados y heterométricos, pone un interrogante sobre la edad de dicha estructura. No obstante, la matriz que los envuelve no presenta fósil alguno, y es posible que pueda tratarse de una brecha tectónica.

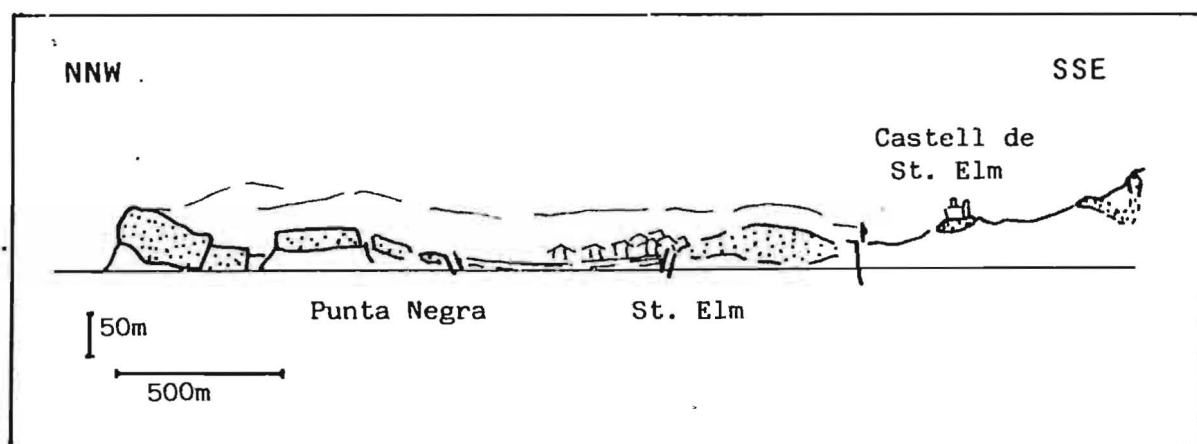


Fig. II.15 Corte estructural del área de Sant Elm.

Los depósitos de esta formación situados entre la Punta Negra y Sant Elm no son visibles ya que se hallan recubiertos hasta el nivel actual del mar, por la Formación Turbidítica de Banyalbufar suprayacente. El estudio microestructural realizado muestra una compresión $Z=149$ con vergencia al NNW. Predominan los desgarrres de dirección NE-SW y

se superponen fallas normales de juego reciente.

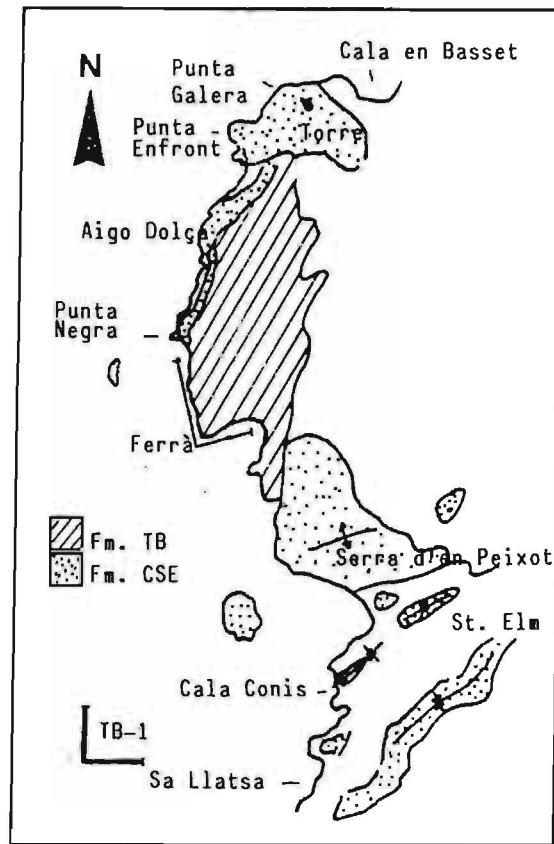


Fig. II.16 Afloramientos del Mioceno del área de Sant Elm.

Descripción:

Dos asociaciones de facies predominan en los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm en su área tipo: Calcarenitas con cantos y Equínidos y Gravas y bloques heterométricos. Las facies de gravas y bloques heterométricos se sitúan en la base de los depósitos miocenos, discordantes sobre el basamento mesozoico. Localmente pueden faltar totalmente o bien ocupar todo el tramo, faltando las facies superiores de calcarenitas con Equínidos. Cuando esto último sucede, se observa lateralmente un tránsito a las facies de Calcarenitas, a la vez que el máximo desarrollo de las brechas coincide con una fractura reciente, probable reactivación de fracturas miocenas sinsedimentarias. Se observa, en general, en cambio de las potencias de las diversas facies a uno y otro lado de dichas fracturas.

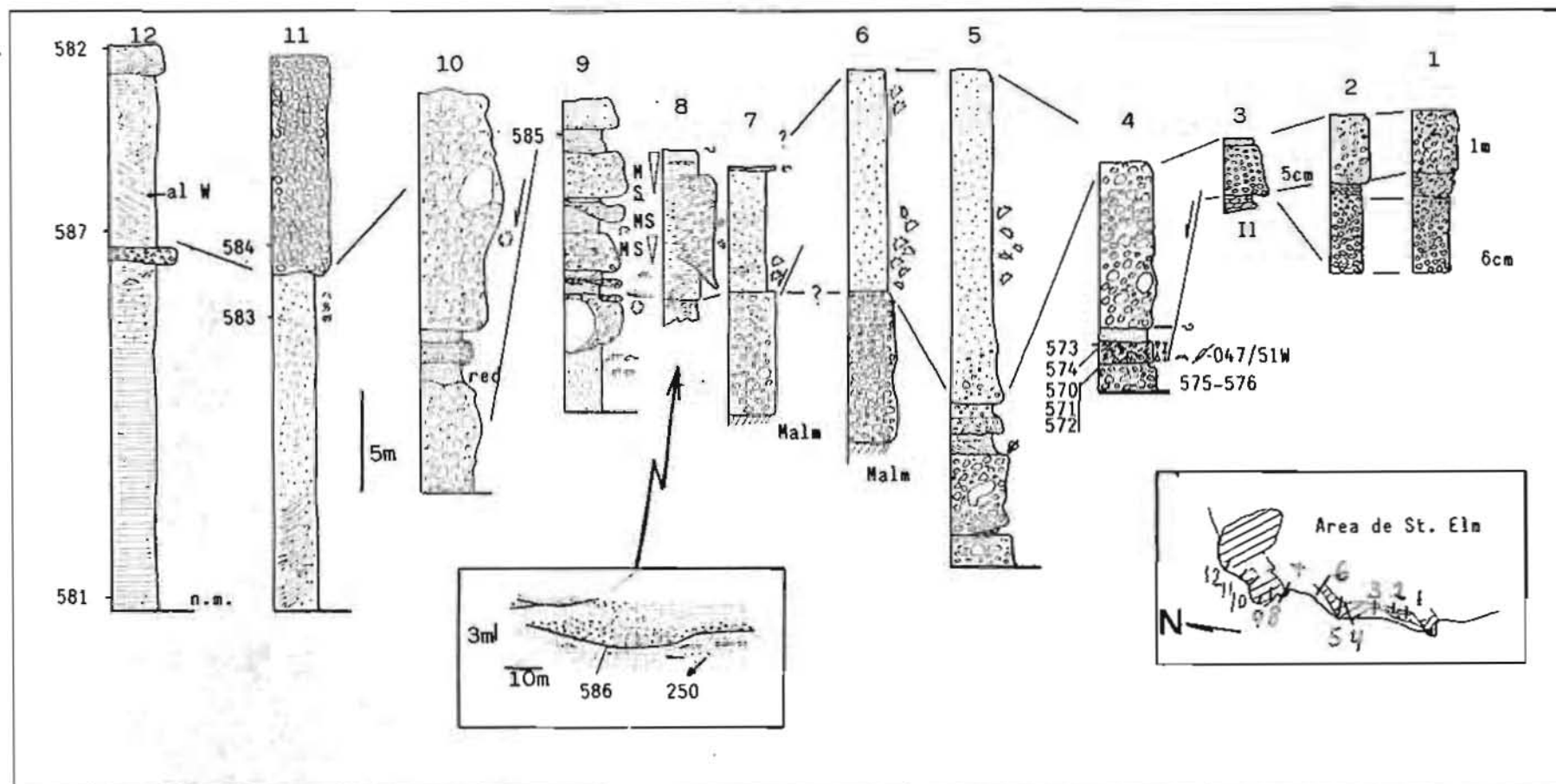


Fig. II.17 Series estratigráficas del área de Sant Elm.

Se han levantado doce perfiles estratigráficos en los acantilados costeros entre Sa Punta Negra y Sa Torre de Cala En Basset, a cuya descripción se procede a continuación (fig. II.17).

Series de Sa Punta Negra:

Los depósitos pertenecen en su mayor parte a las facies de gravas, y bloques heterométricos. Se sitúan sobre dolomías brechadas infraliásicas y en contacto por falla con la Formación Turbidítica de Banyalbufar que a su vez las recubre (fig. II.18).

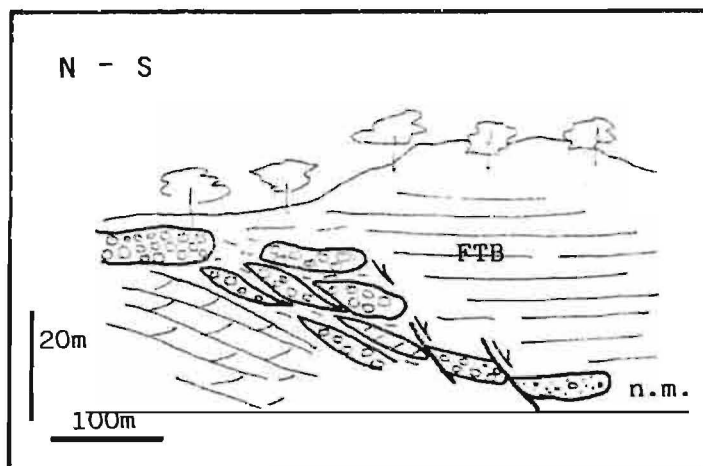


Fig. II.18 Contacto entre la Formación Turbidítica de Banyalbufar y la Formación Calcarenítica de Sant Elm, en Punta Negra (área de Sant Elm).

Están formados por bloques y cantos de gran heterometría, sin tamaños modales (tamaños máximos superiores al metro), subredondeados en su mayor parte y subangulosos en los tamaños mayores. La matriz es calcarenítica y existen algunos niveles margosos en superficies de cizalla que probablemente corresponden a la tectonización de cantos margocalizos. Algún canto presenta perforaciones de litófagos. Las litologías predominantes son las brechas de calizas tableadas del Infraliás, las dolomías oscuras (gris azuladas),

algunas con fucoides (Muschelkalk-?) y las dolomías gris-beige (liásicas), también presentan calizas rosáceas (Muschelkalk), dolomías ocreas y calizas beige-verdosas (Jurásico superior).

Hacia el N (fig. II.19) se disponen, primero en contacto mecánico y luego sedimentario, sobre las dolomías brechadas del Infralías que cabalgan margocalcáreas verdosas del Jurásico superior y pierden potencia (de 20 a 8 m) y se organizan en dos tramos, uno inferior, donde predominan las brechas angulosas y subangulosas de dolomías beige-rosáceas (Liásico inferior-?) con tamaño modal de 6 cm y textura de cantos soportando, y otro superior de cantos heterométricos, subredondeados, tamaño máximo 1 m, litologías dominantes del Infralías, cantos soportando, localmente matriz soportando y con abundantes perforaciones de litófagos. Ambos tramos están separados por bolsas de calcarenitas con cantos y bloques de dolomías brechadas infraliásicas. A techo de estas facies, localmente, se sitúan areniscas calcáreas con cantos y Equinoideos.

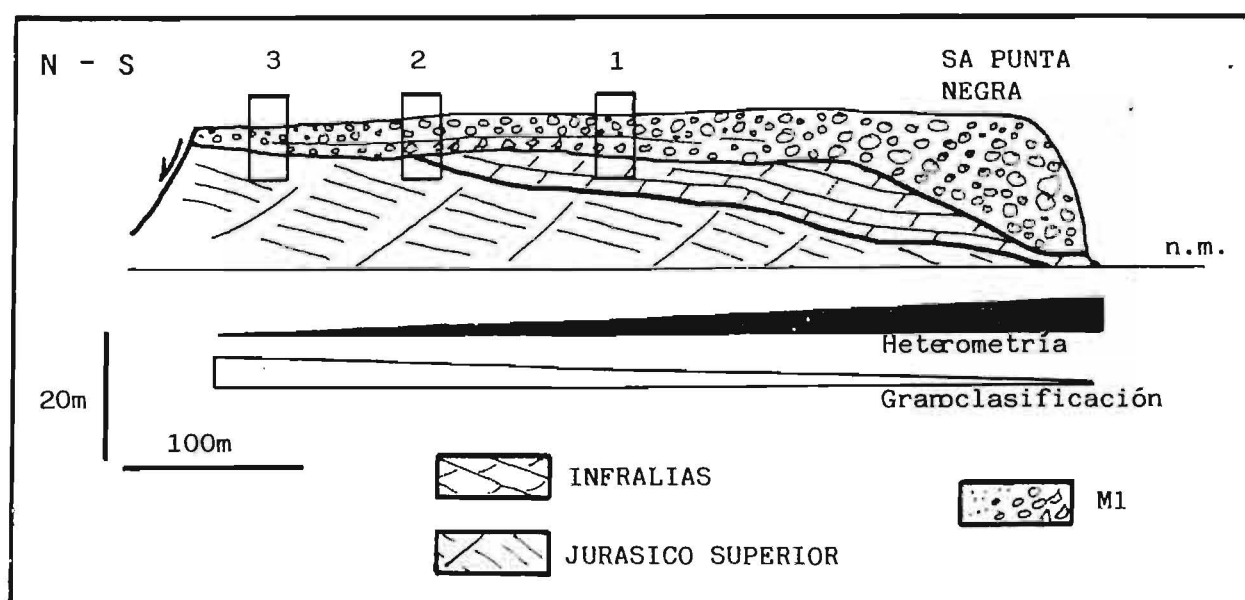


Fig. II.19 Evolución lateral de la Formación Calcarenítica de Sant Elm en Punta Negra.

Series de Sa Punta de S'Aigo Dolça:

En S'Aigo Dolça vuelve a repetirse un dispositivo sedimentario semejante al que se producía en Sa Punta Negra (fig. II.20). Los depósitos conglomeráticos de las facies de gravas y bloques heterométricos se disponen rellenando un escarpe de falla y hacia el N pasan lateralmente a facies de calcarenitas con Equinoideos, organizándose, disminuyendo el tamaño de grano y, en este caso, aumentando de potencia. En el Sur entra en contacto por falla, probablemente sinsedimentaria, con el Jurásico superior margocalizo recubierto por los conglomerados miocenos ya descritos. Hacia el NE también vienen limitados por una fractura, que en este caso las pone en contacto con las calcarenitas y brechas miocenas de Sa Punta de S'Enfront (Ver infra).

Las facies de gravas y bloques heterométricos se desarrollan ampliamente en la parte S donde alcanzan más de 8 m de bloques y cantos subredondeados. En su base se intercalan calcarenitas bioturbadas y conglomerados calcareníticos cantos soportando, interpenetrados, muy bien rodados y pulidos, de calizas grises y beige con imbricaciones hacia el WNW (fig. II.20), en su base muestran niveles de calcarenitas y limolitas rojizas con microbrechas de cantos rodados y angulosos y arcillas rojas posiblemente del Triásico superior entre los granos. La estructura interna de la secuencia conglomerática está poco definida y localmente muestra tanto ordenaciones granodecrecientes como granocrecientes. Los limos rojizos de su base presentan laminación cruzada difusa de bajo ángulo e intercalan tramos calcareníticos con textura de grano bien rodada y pulido litoral.

Las facies de calcarenitas con Equinoideos, que constituyen el cambio lateral hacia el NNE de las gravas y bloques heterométricos, están formados por calcarenitas litoclásticas,

sin matriz y con cemento esparítico. Los litoclastos son granos subredondeados de calizas micríticas, oolíticas, monocristalinas y de dolmicritas. Los bioclastos (1 %) son fragmentos de Amphistegina y Heterostegina.

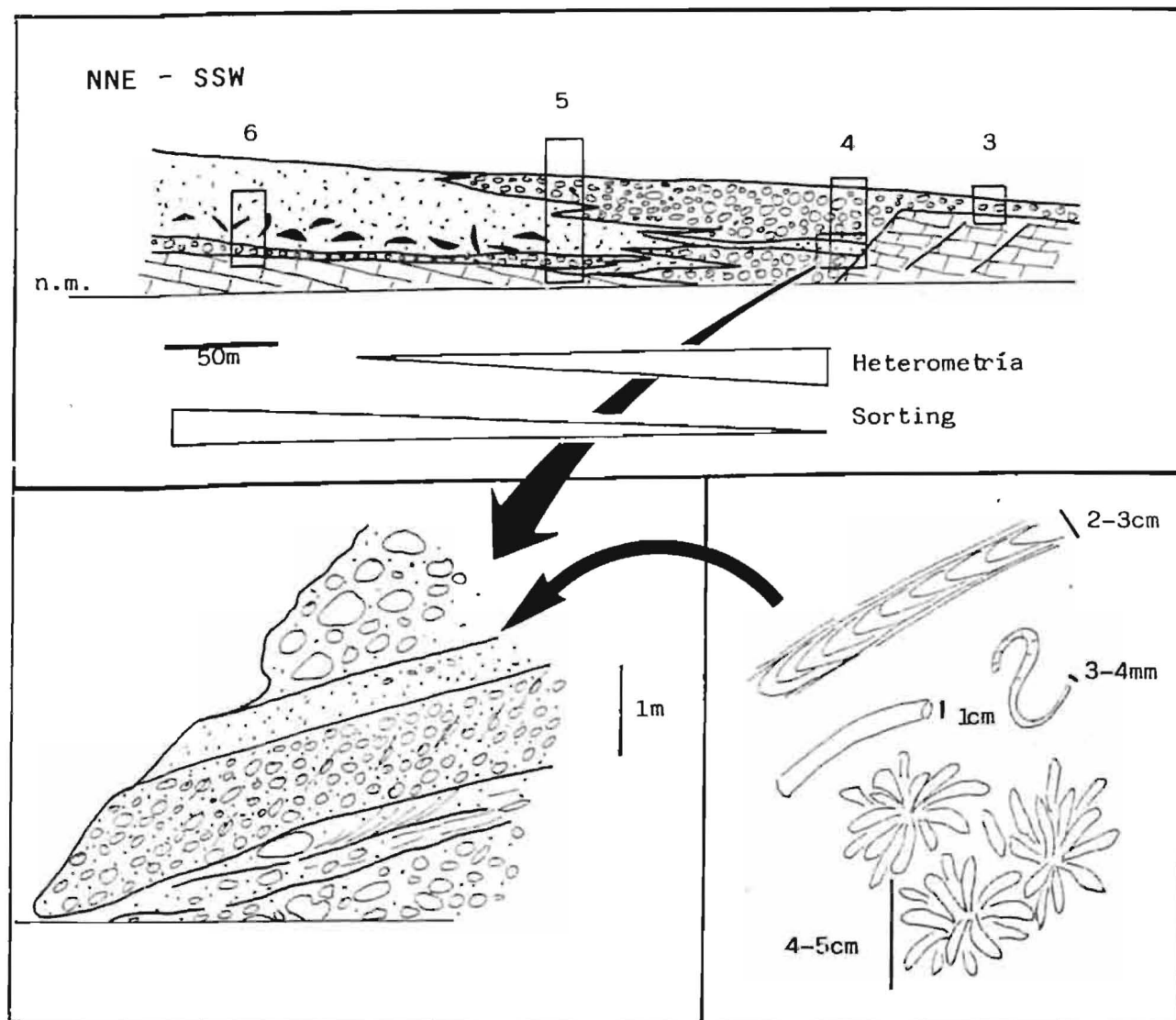


Fig. II.20 Evolución lateral de la Formación Calcarenítica de Sant Elm en Punta de S'Aigua Dolça. Detalles de pistas.

Series de S'Enfront-Torre de Cala En Basset:

Los depósitos de las series de S'Enfront presentan interdigitaciones entre las facies de calcarenitas con Equinoideos y las de brechas y bloques heterométricos (fig. II.21). Las primeras están formadas por calcarenitas con tamaño de grano de medio a grueso, bien clasificadas sin matriz y con microfauna escasa de fragmentos de Amphistegina y Heterostegina, Foraminíferos bentónicos y fragmentos de Lamelibranchios, Poliquetos y Equinoideos (Schizaster, Clypeaster y Scutella). Los litoclastos predominantes son los fragmentos de calizas y dolomías (hasta un 60 %). El cuarzo es poco abundante (1 %). El cemento es esparítico. Presentan estructuras internas tractivas (laminaciones cruzadas de pequeña y gran escala), y abundante bioturbación que oblitera, en extensas zonas, las estructuras internas observándose únicamente una laminación paralela difusa.

Las brechas y bloques heterométricos se sitúan en bolsadas y canales entre las calcarenitas; están formadas por bloques y brechas de calizas y dolomías grises y beige, subredondeados y subangulosos muy heterométricos con abundante matriz, que en algunos casos puede llegar a soportar los cantos. Estos presentan perforaciones de litófagos (Cliona) y su tamaño máximo puede llegar a más de 2 m. En algún episodio llegan a organizarse mejor disminuyendo su heterometría, localmente hay niveles rojizos intercalados entre las facies gruesas.

Hacia el NE probablemente por la existencia de fracturas sinsedimentarias, disminuyen las intercalaciones conglomeráticas y aumenta la potencia de las facies calcareníticas hasta alcanzar más de 40 m en Sa Torre de Cala En Basset. Las características texturales y faunísticas de estas calcarenitas son en todo semejantes a las ya descritas en S'Enfront.

Las estructuras sedimentarias predominantes son la estratificación paralela y la estratificación cruzada de bajo ángulo, predominante en los tramos superiores.

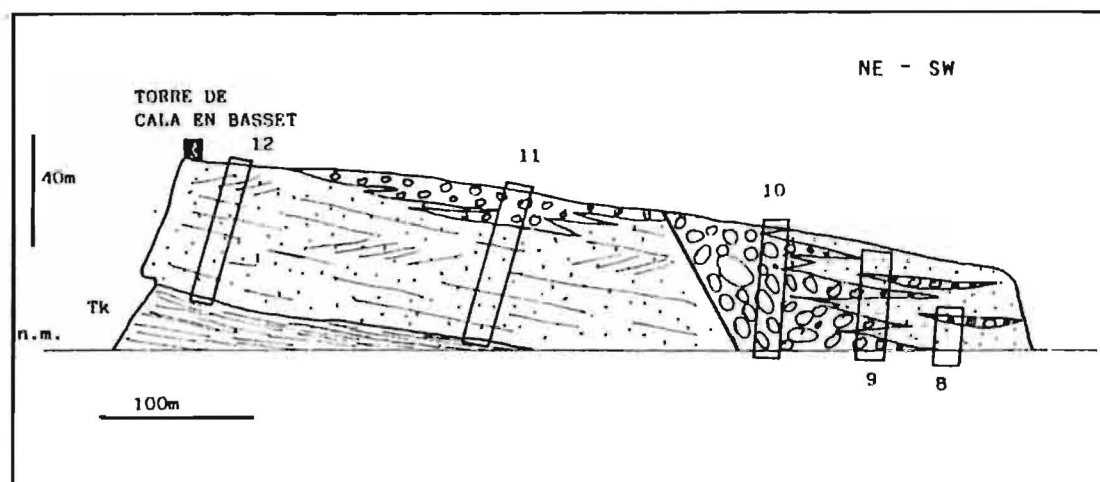


Fig. II.21 Localización de las series de S'Enfront (Cala En Basset) de la Formación Calcarenítica de Sant Elm.

Depósitos de Sant Elm-Serra de Pereixota:

Sobre un basamento de dolomías y calizas grises y brechas monogénicas, se disponen, al E de Sant Elm, calcarenitas con Equinoideos (Schizaster y Clypeaster) y Lamelibranquios (Pecten).

El tránsito de las brechas monogénicas a las calcarenitas es claramente sedimentario y en la Serra d'En Pereixota se observan retazos de estos depósitos miocenos. Esta disposición descarta la interpretación de los depósitos liásicos como olistostrómicos, que sustentan los autores

de la cartografía geológica MAGNA 1:50.000 (DEL OLMO et al., 1973). Estos afloramientos no han permitido levantar perfiles estratigráficos por lo que su estudio textural sólo permite atribuirles a la Formación Calcarenítica de Sant Elm.

Depósitos del Castell de Sant Elm:

La pequeña elevación del Castell de Sant Elm, alargada en dirección NE-SW, presenta un sinclinal colgado de sedimentos miocenos (Formación Calcarenítica de Sant Elm y Formación Turbidítica de Banyalbufar) sobre un basamento cretácico. Esta estructura se prosigue hacia la costa donde la carretera que la bordea permite comprobar su presencia (fig II.22).

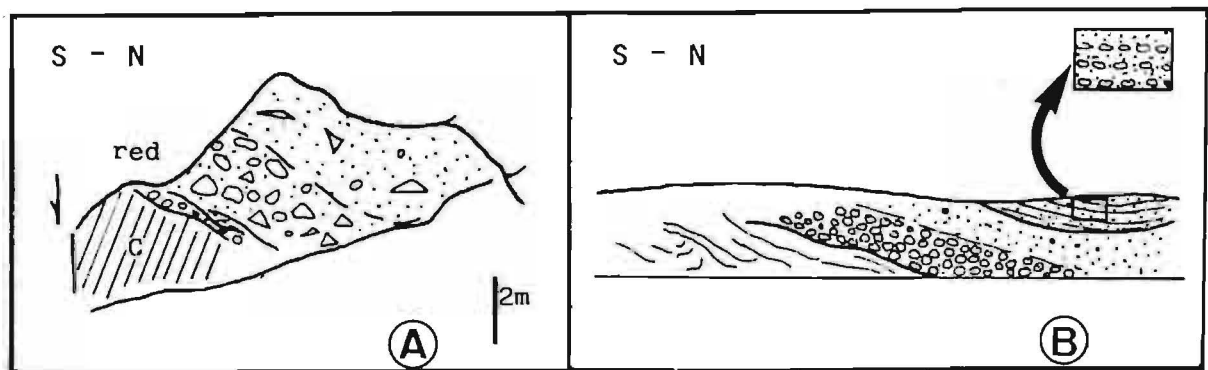


Fig. II.22 Sinclinal del Castell de Sant Elm en la Formación Calcarenítica de Sant Elm.

La Formación Calcarenítica de Sant Elm es la más importante volumétricamente; se sitúa aquí sobre un basamento de margocalcáreas cretácicas bastante alterado, con costras de calichificación y presenta en su base niveles de brechas y calcarenitas rosadas sobre los que se sitúan brechas

poligénicas con matriz que evolucionan en la vertical a calcarenitas con Equinoideos en una secuencia típica de estos depósitos sublitorales.

En el corte del litoral las brechas se organizan y vienen sustituidas por conglomerados bien rodados, polimétricos, de calizas amarillas y grises, dolomías oscuras, oncolitos y calizas laminadas; son cantos soportando y heterométricos (tamaño máximo 40 cm), los tamaños máximos son aplanados y algunos cantos presentan perforaciones de esponjas Cliona. Verticalmente gradan a microconglomerados y a calcarenitas con estratificación paralela y secuencias granodecrecientes centi-decimétricas.

La estructura descrita difiere de la interpretación de MATAILLET y PECHOUX (1978) explicitada en los antecedentes.

Depósitos del flanco NW de Punta Galinda-Sa Llobeta:

La alineación Punta Galinda-Plà d'Es Salobrar-Sa Llobeta, formada por depósitos infraliásicos, presenta una cierta disposición monoclinal buzando hacia el SE y soporta sobre ella depósitos cretácicos y oligocenos (Antió). En su flanco NW presenta materiales miocenos estructurados en un sinclinal asimétrico con el flanco NW subhorizontal y el flanco SE subvertical (fig. II.23).

Esta estructura sinclinal está formada por depósitos de las dos formaciones miocenas aflorantes en la Sierra Norte. La Formación Calcarenítica de Sant Elm presenta aquí facies de brechas y bloques heterométricos en la base de la secuencia, su potencia es de orden métrico (2 m) y está formada por bloques angulosos y subredondeados de calizas y dolomías grises, ocre y claras, que en algunos casos presentan perforaciones de esponjas (Cliona).

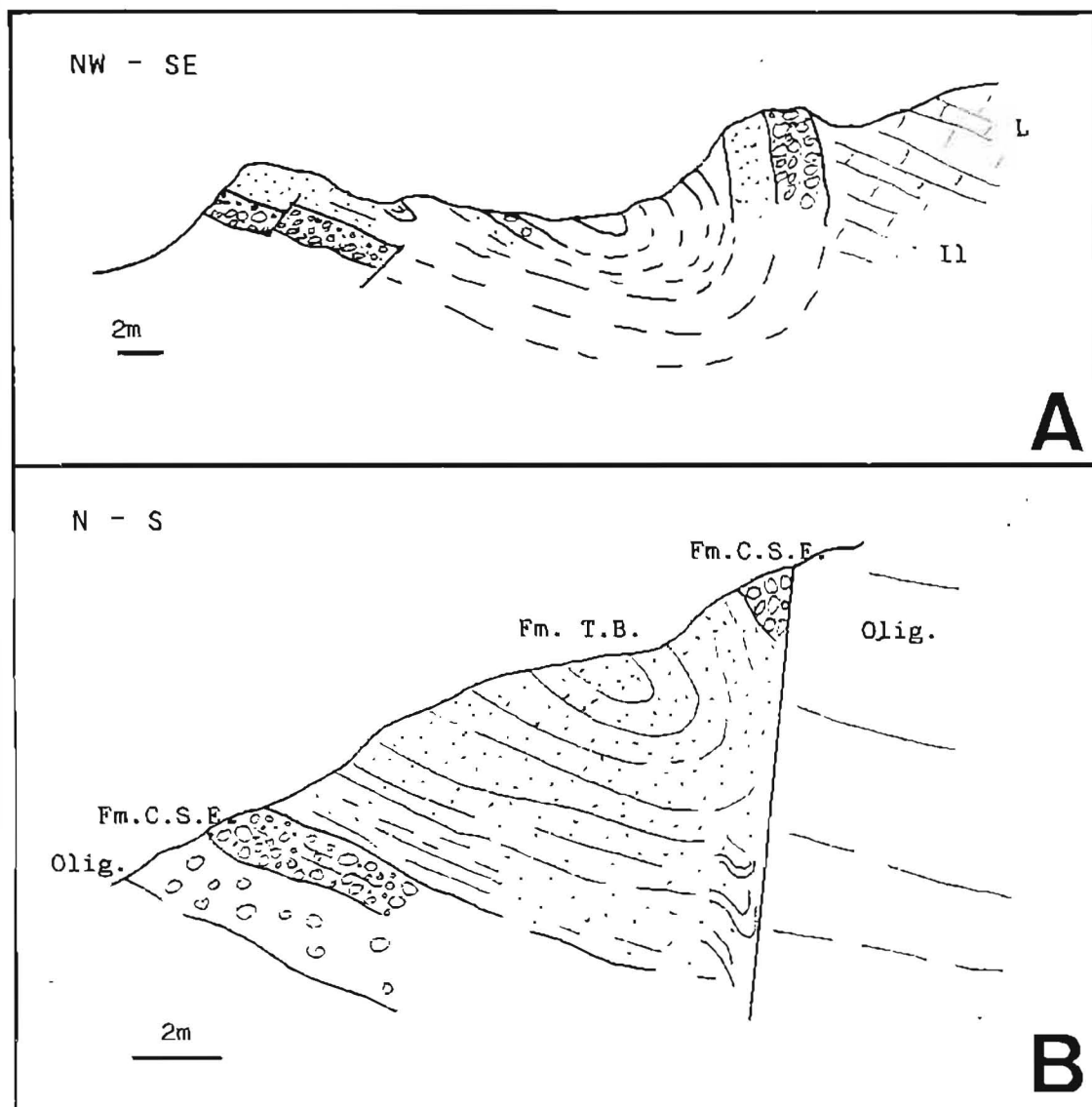


Fig. II.23 Corte estructural del sinclinal de Punta GALinda-Sa Llobeta.

Sobre estas facies se sitúan 2 ó 3 m de areniscas con fauna de Bivalvos (Pecten sp.) que engloban algunas bolsadas de conglomerados. A techo de estas calcarenitas pueden observarse ferruginizaciones posiblemente indicativos del hard-ground que separa estos depósitos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar.

Entre Cala Conills y Sa Llatsa, en el acantilado, puede observarse un sinclinal estructurado de igual forma que el ya descrito y del que podría ser su continuación, separándolos una falla en dirección 050 dextra tal y como proponen MATAILLET y PECHOUX (1978) en su cartografía y confirman POMAR et al. (1983).

Los sedimentos miocenos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm, que ocupan los niveles inferiores, se sitúan aquí sobre depósitos oligocenos, y están formados por un nivel de brechas y bloques heterométricos con cantos de Cretácico inferior (predominantes) y algunos oligocenos. La matriz es calcarenítica, oscura, y todo el nivel está ferruginizado. Se apoya sobre conglomerados y calizas continentales oligocenas.

Interpretación:

Los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm en el área de Sant Elm representan sedimentos depositados en un ambiente sublitoral bajo la acción del oleaje (zona energética Y de IRWIN, 1965). Sus caracteres litológicos implican un importante aporte terrígeno proximal. Probablemente llegaban a un área sublitoral de baja pendiente (1), materiales procedentes de cauces fluvio-torrenciales o torrenciales producto del desmantelamiento de los relieves emergidos. Dichos materiales se canalizaban a través de fracturas sinsedimentarias y alcanzaban las áreas marinas sin prácticamente clasificación fluvial. Una vez en el ámbito marino eran retrabajados por acción del oleaje. Dicho retrabajamiento es función del balance entre la energía del medio hidráulico y la intensidad de los aportes del continente. Así, se conservan tramos sin ninguna organización junto a niveles de cantos bien rodados, y se intercalan en la secuencia tramos rojizos. Estos últimos señalarían avances importantes de los aparatos terrígenos (fan-deltas).

Es interesante observar tanto la macrofauna como la microfauna existente en los depósitos calcareníticos. Los Equínidos Irregulares bioturbadores presentes en estos sedimentos se encuentran (en géneros similares) en depósitos arenosos actuales alrededor de la Isla de Mallorca a profundidades de pocas decenas de metros (10-40 m) (MUNAR, com. pers.), donde son uno de los componentes biogénicos principales del sedimento. La microfauna (Amphistegina, Heterostegina, Miliolidae, etc.) constituye un cortejo congruente, para esas batimetrías, con la existencia de elementos fijadores de sedimento, similares a la Posidonia oceanica actual, capaz de retener los tamaños gruesos de la arena calcárea y frenar en cierta manera la acción del oleaje. Esta acción no obstante es importante ya que se observa una casi total ausencia de fango carbonatado entre los granos. No se observan facies restringidas, ni indicadores de corrientes bidireccionales. Los aportes proceden de NW, N y NE configurando quizá un área abierta hacia el Sur.

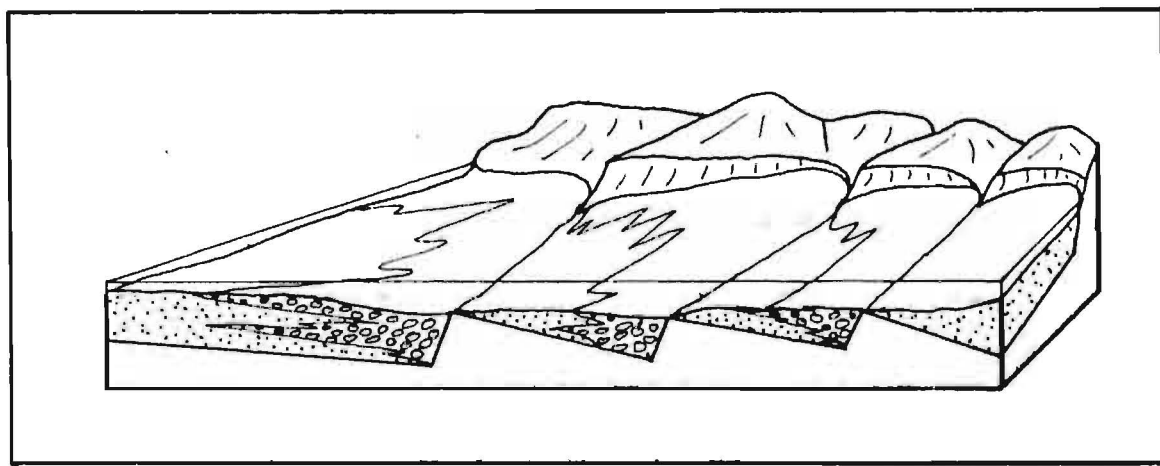


Fig. II.24 Bloque diagrama interpretativo del área de Sant Elm.

AFLORAMIENTOS DE SA TRAPA:

Antecedentes:

El valle de Sa Trapa está formado, según FALLOT (1914) por una treintena de metros de margas azules con lechos areniscos reposando sobre conglomerados de base formados por bloques brechoides; en ciertos puntos observa dicho autor el caracter flishoide de las margas arenosas (p.273). Estructuralmente están cabalgados por dolomías triásicas y sobre todo por las calizas jurásicas del Puig de Ses Fites; según el mismo autor los sedimentos miocenos asientan sobre calcáreas jurásicas.

BATLLE (1971) considera el Mioceno de Sa Trapa como sinorogénico ya que fosiliza una escama de materiales que dicho autor atribuye a la Serie III de FALLOT.

MATAILLET y PECHOUX (1978) no describen los afloramientos de Sa Trapa; no obstante, su cartografía muestra la extensión de tales afloramientos cuya interpretación estructural no resulta fácil.

Los autores del mapa geológico MAGNA 1:50.000 (DEL OLMO et al., en prensa) no describen tampoco estos depósitos que en su cartografía figuran, quizás por error tipográfico, como Holoceno.

Estructura:

Aunque los afloramientos de estos depósitos miocenos no facilitan la comprensión de su disposición estructural, la presencia de dichos sedimentos en las alturas de la vertiente E de Cala Basset y en el torrente llamado de Cala Serrutxes (a 300 m) impone un dispositivo monoclinal con posibles complicaciones en el detalle, buzando hacia

el SW, que con toda probabilidad enlazaría con el dispositivo mioceno del Castell de Cala En Basset (habría que tener en cuenta el juego de la fractura de Cala En Basset) (fig. II.25, A y B).

Dicho monoclinal estaría cabalgado aquí por sedimentos carbonatados y brechificados del Infraliásico y Liásico cuyo carácter compresivo o gravitacional no es fácil de probar.

Descripción:

Al ENE de Sa Trapa puede observarse una buena sección de depósitos miocenos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm (fig. II.25, C.1). Están compuestos de un tramo inferior con conglomerados y brechas, regularmente clasificados, con matriz lutítica y sin cementar. Sobre ellos y ocupando el tercio medio de la secuencia se depositan conglomerados subredondeados, mejor clasificados, que dan paso a un tercio superior formado por calcarenitas con laminación paralela.

Hacia el N de Ses Cases de Sa Trapa, bajo un nivel equivalente al tramo inferior descrito, que aquí incluye cantos blandos de hasta 1 m de tamaño máximo y puede, por su abundante matriz, clasificarse como pebbly mudstone, aflora un nuevo tramo conglomerático de parecidas características al tramo medio descrito al ENE de Sa Trapa (fig. II.25, C).

Hacia el SW bajo el Mirador pueden observarse de nuevo los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm que alcanzan en este punto una potencia semejante (20 m =) a las del NE de Sa Trapa. El afloramiento no es accsible, aunque permite distinguir un tramo inferior (?) de calcarenitas de uno superior conglomerático.

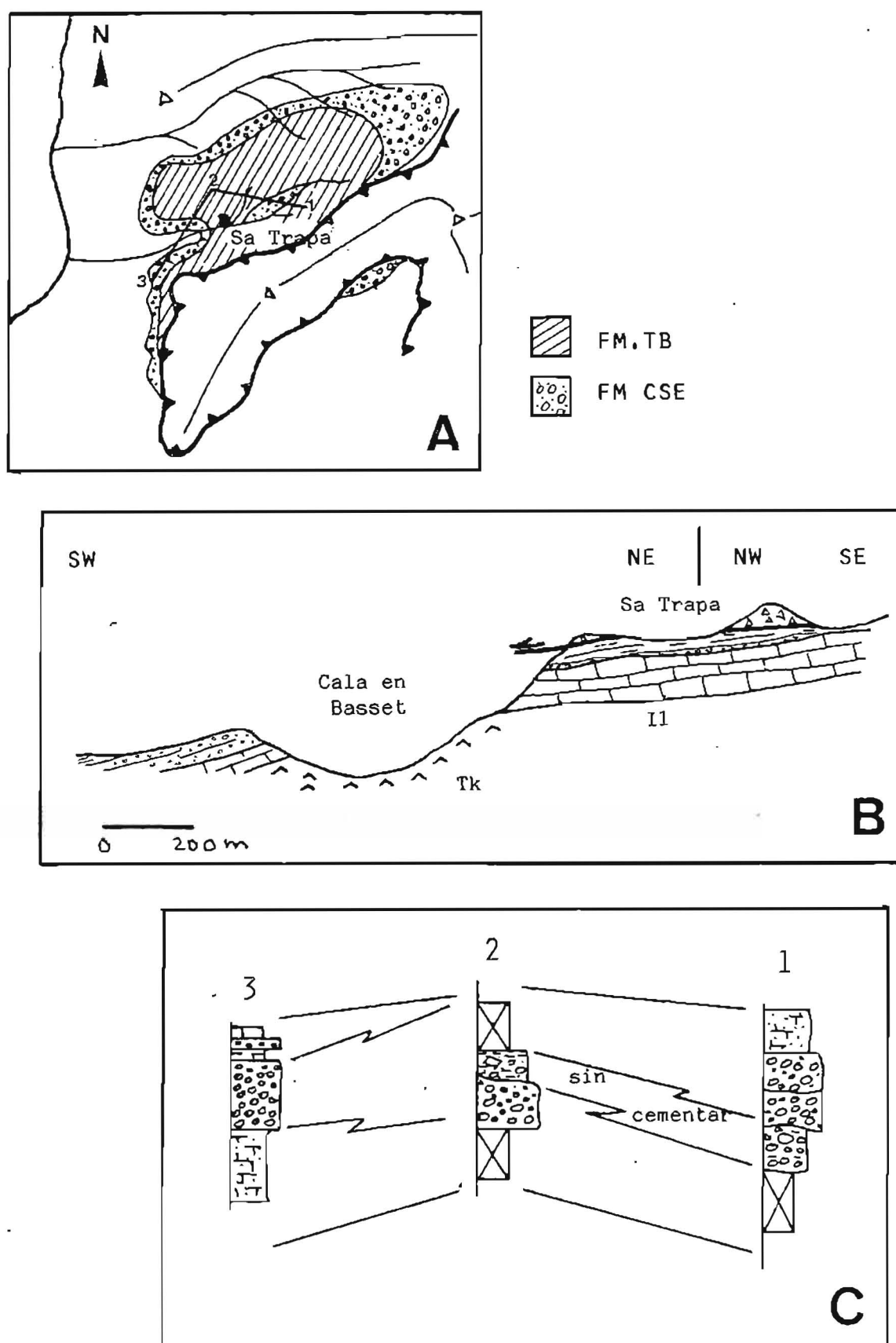


Fig. II.25 El Mioceno del sector de Sa Trapa. A) Cartografía; B) Disposición; C) Perfiles de la Formación Calcarenítica de Sant Elm

En la litología de los cantos predominan los calcáreos, siendo importantes también los cantos de sílex y la presencia de oncolitos (probablemente oligocenos). En la base de la Formación hay que notar algún nivel rojizo. Las estructuras internas son difíciles de observar, caso de estar preservadas, y no se ven cantos perforados.

Interpretación:

Aunque la presencia de niveles de conglomerados con cantos blandos y abundante matriz (llegan a ser pebbly mudstone) parece incompatible con áreas fuertemente energéticas, hemos de considerar las características proximales de estos depósitos. Una interpretación sugerente sería la de considerar estos tramos lutítico-conglomeráticos como producto de deslizamientos gravitacionales. Se producirían en un área litoral abrupta y serían retrabajados sólo en parte por la energía litoral. Así los tramos conglomeráticos y calcareníticos serían el resultado de dicho retrabajamiento sublitoral mientras que los pebbly mudstones representarían procesos gravitatorios.

AFLORAMIENTOS DE ES RATJOLI

Antecedentes:

FALLOT (1922) atribuye el Mioceno de Es Ratjoli a la Serie I y describe la fuerte inflexión que sufren sus capas: de estar horizontales por debajo del Puig de S'Evangèlica pasan a disponerse verticales, al W del mismo (fig. II.26). Estarían pues, cabalgados por el Mesozoico del Puig de S'Evangèlica y serían continuación de los afloramientos de Ses Ortigues que no fueron observados por FALLOT, a causa muy probablemente de estar tapados por derrubios por aquel entonces.

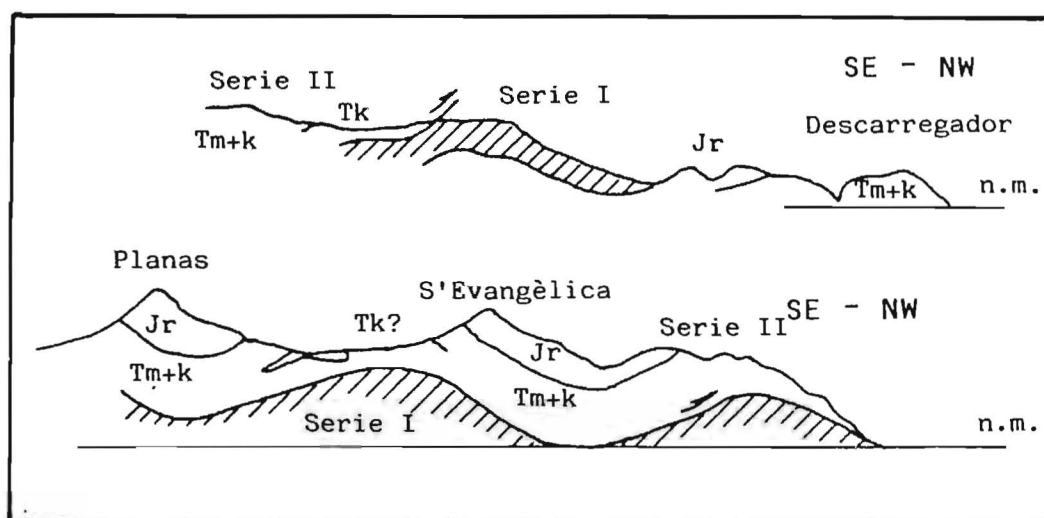


Fig. II.26 Cortes geológicos de Es Ratjolí, según FALLOT (1922).

Para BATLLE (1971) pertenecerían a la Serie III de FALLOT que recubriría gran parte de la Serra Nord. Serían, por tanto, continuación de los afloramientos de S'Esclop-S'Alquería, aunque estos últimos los considera sinsedimentarios y no, tal vez por omisión, los primeros.

MATAILLET y PECHOUX (1978) completan la cartografía de estos afloramientos prolongándolos desde Ca'n Valentí hacia el SW (flanco de Es Penyal de N'Anglada) (fig. II.27).

DEL OLMO et al. (en prensa) atribuyen estos depósitos a la Unidad de Banyalbufar (Unidad I), aunque en la cartografía parecen formar parte de la Unidad de Es Teix-Tomir (Unidad III). Posteriormente ALVARO y DEL OLMO (1984) confirman la atribución a la Unidad III.

Estructura:

Los depósitos de Es Ratjolí forman un sinclinal de dirección aproximada NNW-SSE cuyo flanco ENE de encuentra verticalizado en su parte meridional y cabalgado por Es Puig de S'Evangèlica en su extremo septentrional, donde además parece ser más laxo. Sus depósitos son, muy probablemente, continuación del Mioceno de Ses Ortigues. Hacia el SW el eje sinclinal toma una dirección NE-SW y su flanco SE se mantiene subvertical (figs. II.27 y 28).

Descripción:

La erosión de la parte meridional de los afloramientos permite observar los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm bajo los sedimentos margosos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar; presentan dos asociaciones de facies sin solución de continuidad.

Facies de cantos y gravas: Constituyen la base de la Formación y presentan cantos de subredondeados a redondeados angulosos en la base, muy heterométricos y polimícticos, predominan los calizos (rosados, grises y blanquecinos) aunque también están presentes los cantos de cuarzo y los de rocas volcánicas, sobre todo al NE de Es Penyal de N'Anglada, donde los depósitos miocenos reposan sobre el Triásico superior (facies Keuper).

La matriz, calcarenítica, poco madura, es abundante, aunque la textura del conjunto sea cantos-soportando. Verticalmente gradan a las calcarenitas de la segunda asociación de facies. La única macrofauna observada son fragmentos de Ostraea. La potencia oscila entre 6 y 15 metros.

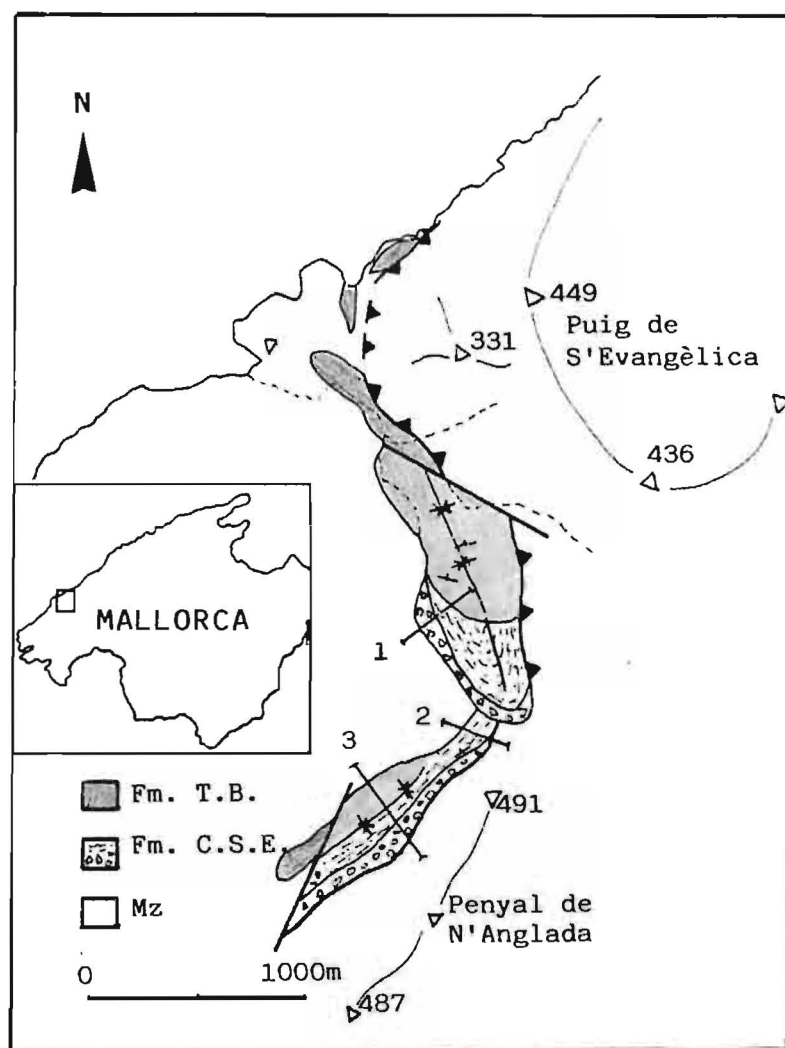


Fig. II.27 Cartografía del Mioceno del área de Es Ratjolí.

Facies de calcarenitas: Están formadas por calcarenitas, gruesas a muy gruesas, poco cementadas, que en la vertical gradan a calcarenitas finas. Su composición es predominantemente litoclástica: presentan granos subredondeados o bien redondeados, que al binocular se observan bien pigmentados, de litología predominantemente carbonatada (dolomías y dolsparitas, micritas y esparitas hasta un 45 %) aunque localmente pueden ser importantes los granos de cuarzo (hasta el 20 %) y presentar cantos volcánicos (1 %) y glauconita. No se observa prácticamente matriz. El cemento es esparítico y rellena una importante porosidad primaria. Los bioclastos predominantes, siempre escasos (hasta un 5 %) son Lepidocyclina, Amphistegina, Heterostegina, Miliolidae, Foraminíferos bentónicos hialinos y fragmentos de Equínidos (púas y placas).

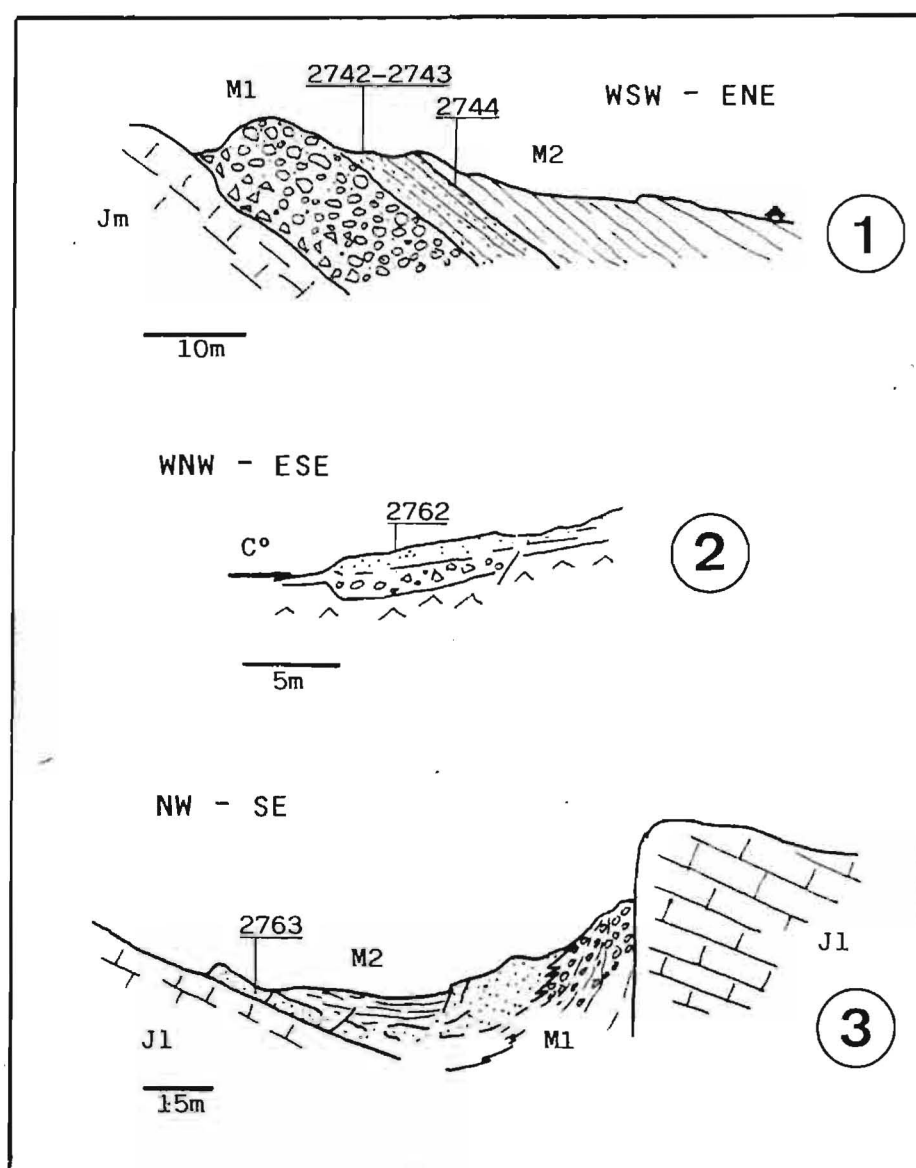


Fig. II.28 Cortes geológicos del área de Es Ratjolí (ver localización en fig. II.27).

Su potencia oscila desde menos de 1 m a 4 m. No se observan estructuras en su base excepto laminación paralela. Su techo presenta láminas onduladas subparalelas, con crestas rectilíneas, y de un período que oscila entre 0'5 y 2 m, muestra también alineaciones transversales, tipo parting lineations, de dirección 099 a ambos lados de las crestas, y una amplitud centidecimétrica (máximo 30 cm) (fig. II.29). Pueden atribuirse a antidunas, y corresponderían, según RICCI LUCCHI (1980) a velocidades de flujo entre 80 y 170 cm/s y a paleocorrientes de profundidades entre 4 y 16 cm.

Estos resultados se han obtenido aplicando las siguientes relaciones (KENNEDY, 1961):

$$U^2 = \frac{g \cdot L}{2}$$

$$D = \frac{L}{12}$$

siendo L la longitud de onda, U la velocidad y D la profundidad.

La base de esta asociación constituye un tránsito gradual, aunque rápido, a las facies de cantos y gravas.

Su techo constituye una superficie de discordancia con indicios de suelo endurecido (hard ground) sobre la que se depositan las facies turbidíticas de la Formación Turbidítica de Banyalbufar.

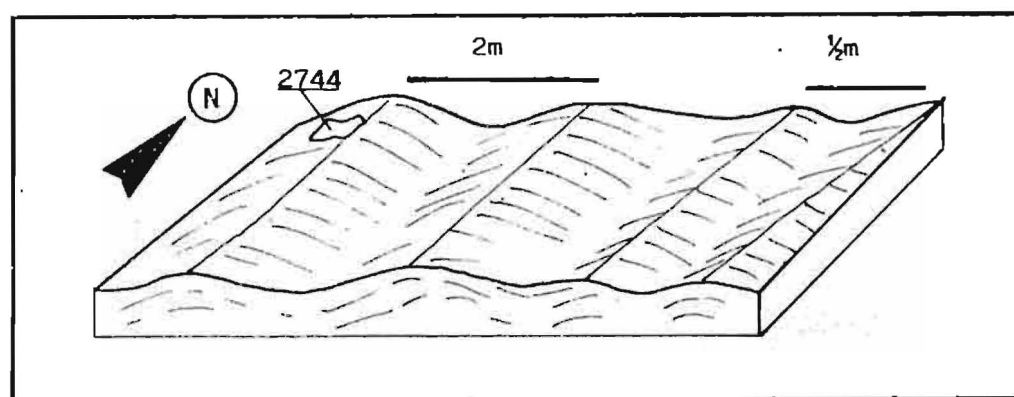


Fig. II.29 Esquema tridimensional de estructuras tipo antiduna en los sedimentos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm en Es Ratjolí.

Interpretación:

La textura, falta de estructuras y sobre todo la heterometría de la asociación de cantos y bloques, su tránsito vertical y quizás también frontal a las facies calcareníticas y las estructuras que presentan estas últimas en su techo, así como su composición, permiten interpretar estos depósitos como el retrabajamiento litoral de abanicos aluviales costeros (fan deltas) que distribuían un sedimento poco ordenado en un área de playa. Los temporales proporcionaban la energía suficiente para producir estructuras del tipo antiduna propias de los efectos de swash y back-swash producidos por el oleaje (ALLEN, 1982). Sólo existe, según el autor citado, otro registro de antidunas en condiciones litorales (ALLEN, 1974)

AFLORAMIENTOS DE SES ORTIGUES

Antecedentes:

Los depósitos miocenos de Ses Ortigues no son reconocidos por FALLOT (1922), quien los atribuye al Triásico en facies Keuper.

BATLLE (1971) cartografía este afloramiento que atribuye, inexplicablemente, a la Serie III (ver Mapa Estructural del borde W de la Sierra de Mallorca, en el trabajo citado).

MATAILLET y PECHOUX (1978) los describen por vez primera. Para dichos autores, que no discriminan entre las dos formaciones miocenas, están formados de base a techo por:

- Brecha monogénica de cantos dolomíticos negros.
- Hasta 3 m de conglomerados gruesos (hasta 30 cm).
- 10 m de calcarenitas con Radiolarios, púas de Equínidos,

Briozoos, Rodofíceas, y restos de Operculina sp. y Amphistegina cf. lessoni D'ORB. que les atribuye una edad Aquitaniense superior y más reciente.

- Hasta 5 m de conglomerados más pequeños y rodados con cantos de rocas eruptivas.

- 3 m de calcarenitas (microbrechas) con igual composición que la anteriormente descrita pero que además presenta Globotruncana reciclada del Cretácico superior.

Sobre estos depósitos se sitúan los sedimentos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar.

DEL OLMO et al. (1982) atribuyen estos depósitos a la Unidad de Banyalbufar (Unidad I) y los describen del siguiente modo:

- Conglomerado basal (6 cm tamaño medio) de potencia variable, con Ostreidos y fragmentos de Equínidos en la base.

- 20 m de calizas y areniscas calcáreas con Ostreidos abundante microfauna y hasta un 10 % de granos de cuarzo.

Corresponden a sedimentos de plataforma somera en ambiente litoral y pertenecen al Burdigaliense.

Estructura:

Los afloramientos de Punta Jove-Ses Ortigues son sólo accesibles desde la costa donde puede visualizarse su disposición geométrica y relaciones (fig. II.30). Los depósitos pertenecientes a la Formación Calcarenítica de Sant Elm se sitúan a ambos lados de la Cala de Ses Ortigues y buzan hacia el SE. Sobre ellos y formando la Cala de Ses Ortigues propiamente dicha, se encuentran los materiales margosos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar que se sitúan discordantes sobre las facies miocenas de plataforma y están cabalgados a su vez por

las masas liásicas de Sa Coma de Vanyelque y la Moleta de S'Esclop.

Descripción:

Al SW de Cala Ses Ortigues, en Punta Jove (fig. II.30 A), los materiales de la Formación Calcarenítica de Sant Elm están formados por un nivel de brechas y conglomerados heterométricos basales sobre el que se disponen, en un contacto localmente tectonizado, calcarenitas muy gruesas en la base y que disminuyen el tamaño de grano hacia techo. Localmente se observan lentejones conglomeráticos polimícticos a techo de las mismas. Litológicamente presentan litoclastos abundantes, micríticos y dolmicríticos, que llegan a tener hasta un 8 % de granos de cuarzo. Los bioclastos predominantes son los Globigerínidos (hasta el 40 % de la muestra) aunque también están presentes Amphistegina, Operculina, Gypsínidos, espículas tetraxonas de Demoesponjas y fragmentos de Briozoos y Equínidos. La potencia del nivel de grechas y conglomerados basales es irregular alcanzando un máximo de 3 m, mientras que las calcarenitas pueden llegar a la decena de metros.

La vertiente NE de la Cala de Ses Ortigues (fig. II.30 B) presrnta también afloramientos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm a cuyo techo se sitúa discordante un potente tramo de sedimentos margosos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar. Están formados por un tramo conglomerático basal con cantos heterométricos de hasta 1 metro de longitud máxima, que alcanza aquí los 6 metros de potencia. Los cantos son polimícticos, subredondeados a subangulosos y se organizan en niveles discontinuos y lenticulares. Sobre ellos y por medio de un contacto tectónico se encuentran biocalcarenitas (hasta 16 m de potencia) con cuarzos (8 %) y granos micríticos (10 %); los bioclastos predominantes son los Globigerínidos, presentándose también Amphistegina y Operculina y en menor medida fragmentos de Briozoos y de Equínidos y espículas de Demosponjas.

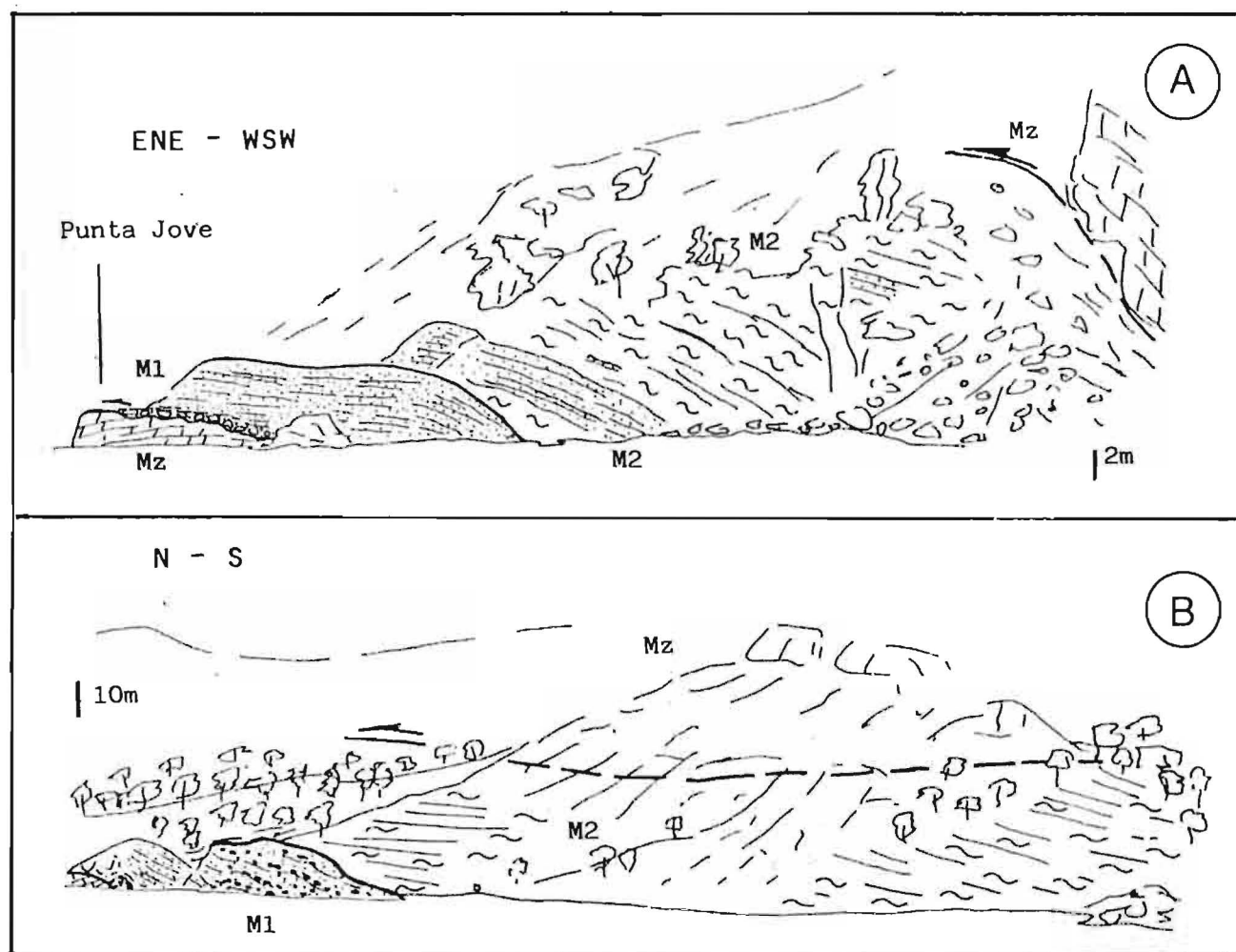


Fig. II.30 Cortes geológicos del área de Ses Ortigues: A) Punta Jove; B) Vertiente NE.

A diferencia de lo que sucedía en el flanco SW de la Cala de Ses Ortigues, aquí la secuencia continúa por medio de un contacto difícil de valorar (posiblemente sedimentario) con 25 a 30 m de calcarenitas y conglomerados. Se trata de capas métricas de calcarenitas con laminación paralela, ligeramente deformada, y de niveles de conglomerados subredondeados, ligeramente erosivos y polimícticos.

Interpretación:

La interpretación de estos depósitos es ciertamente problemática. Los tramos inferiores (conglomeráticos y calcareníticos) pueden representar el retrabajamiento sublitoral de aportes terrígenos, no obstante, el porcentaje extraordinariamente alto de Globigerínidos que presentan los sedimentos calcareníticos junto con la presencia de restos de Demoesponjas y la existencia de matriz micrítica señalan una profundización vertical importante de la secuencia. Los tramos superiores, conglomerático-calcareníticos, representan una reactivación del paleorrelieve o tal vez una bajada del nivel de base, con lo que sobre los depósitos inferiores más distales se situarían facies proximales retrabajadas de nuevo por la acción litoral. Esta disposición no es frecuente en esta Formación, aunque sí se observan en otros afloramientos a techo de la misma superficies de erosión y/o no deposición que llevan a considerar un significado más general para esta evolución vertical. No hay que olvidar la necesidad de precisar microestructuralmente la tectonización de los contactos sin poder descartarse totalmente la repetición de la serie por escamación tectónica.

AFLORAMIENTOS DE CALA D'EGOS.

Antecedentes:

Los afloramientos de Cala d'Egos fueron atribuidos en su totalidad al Oligoceno por FALLOT (1922). BATLLE (1971) es el primero en atribuirlos al Mioceno, y los sitúa en contacto por falla con el Cretácico del Puig del Migdia. MATAILLET y PECHOUX (1978) describen un corte de los depósitos aflorantes en la costa en cuya microfauna de edad Burdigalien-se superior-Langhiense encuentran ejemplares aquitanienses resedimentados. Finalmente DEL OLMO et al. (en prensa) describen la sección de Cala d'Egos en la que no reconocen los depósitos basales de la Formación Calcarenítica de Sant Elm; no obstante describen la estructura como un sinclinal tumbado, cabalgado por el Cretácico-Oligoceno y vergente hacia el NW.

Eatruectura:

Los ~~de~~ depósitos miocenos de Cala d'Egos están, tal y como señalan DEL OLMO et al. (en prensa), dispuestos en un sinclinal tumbado, de dirección 040° y vergencia hacia el NW, cabalgado por los sedimentos cretácicos y oligocenos que forman el Puig del Migdia. Los depósitos predominantes forman parte de la Formación Turbidítica de Banyalbufar. La Formación Calcarenítica de Sant Elm aflora sólo en el flanco NW del sinclinal en el fondo del valle (Recó de Cala d'Egos) cuyo torrente desemboca en Cala d'Egos, y en pequeños retazos sobre el basamento mesozoico en el borde NW de la Cala (fig. II.10).

El flanco invertido del sinclinal, que aflora en el acantilado de la costa (ver Serie TB-3 infra), presenta una composición bastante diferente de su flanco normal.

Su correlación es compleja tanto con la Formación Turbidítica de Banyalbufar como con la Formación Calcarenítica de Sant Elm. Se describe incluida en la primera, sin poder asegurar su atribución, ya que el afloramiento no es mínimamente accesible.

Descripción:

Los retazos que afloran sobre los materiales mesozoicos (liásicos probablemente) en las proximidades de la playa están formados por calcarenitas con cantos y no alcanzan potencias métricas. En cambio, los sedimentos que afloran en el flanco NW alcanzan la decena de metros y están formados por un nivel basal de brechas y conglomerados, heterométricos y polimícticos, con texturas cantos-soportando e interpenetración de cantos; algunos cantos presentan cemento gravitacional. La matriz es micrítica y las litologías de los cantos son micritas (20 %) y dolsparitas (20 %). Los tamaños máximos son de 30 cm. Se superponen a este nivel calcarenitas con cantos, granodecrecientes y que a techo presentan niveles centimétricos de granulometrías recurrentes. Su composición muestra abundantes bioclastos (hasta un 20 % de los granos) entre los que predominan Globigerínidos, Amphistegina, Heterostegina y Miliolidae. El cemento es esparítico y la matriz escasa.

Interpretación:

Los sedimentos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm que afloran en Cala d'Egos muestran una evolución vertical claramente transgresiva. El nivel inferior corresponde probablemente a un flujo en masa (HENDRY, 1972) del tipo colada de derrubios (debris flow de MIDDLETON y HAMPTON, 1973), en el que los cantos son transportados sin retrabajar, conservándose sus texturas iniciales. Así coexisten cantos angulosos con otros totalmente redondeados. Este flujo se produciría sobre un área marina con cierta profundidad,

SERIE N° CSE - 1				NAME : RECO DE CALA D'EGOS																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
SAMPLE	THICKNESS	LITHOLOGY	STRUCTURES	COLOUR	TEXTURE			CEMENT	POROSITY	COMPONENTS										ENVIRONMENT	OBSERVATIONS																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
					CLASTIC					CLASTIC																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																										
					clay	silt	sand			quartz	feldsp.	mica	dolom.	calcare.	algal	lamin.	macle	foram.	ostrac.			equin.																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																														
																							CARBONATES																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
CARBONATES			MATRIX			CARBONATES																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																														
2958			10						5			10			15			20			intra			boile			petre			extra			coral			algal			lamin			macle			foram			ostrac			equin																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																	
2957			5																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																	
			0																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																	

donde prácticamente no hay retrabajamiento por el oleaje una vez se ha emplazado el depósito.

El nivel calcarenítico superior presenta también características sublitorales profundas ya que aun estando presentes Foraminíferos bentónicos de poca profundidad hay ya un importante volumen de Globigerínidos. Se trataría de una suma de depósitos terrígenos y bioclásticos sedimentados en la parte profunda de la zona de alta energía (Y de IRWIN, 1965) y con paleopendiente importante, Y (m/h).

AFLORAMIENTOS DE ANDRAITX.

Los depósitos miocenos afloran ampliamente en la vertiente NW del Valle de Andraitx. Son, probablemente, continuación de los de Cala d'Egos y como aquellos presentan importantes depósitos turbidíticos que se describen en el capítulo III de esta Memoria. No obstante, pueden observarse pequeños afloramientos correspondientes al Mioceno basal (Formación Calcarenítica de Sant Elm) cuya descripción complementa los afloramientos del Sector SW de la Serra de Tramuntana situados a techo de la Serie I de FALLOT (1922).

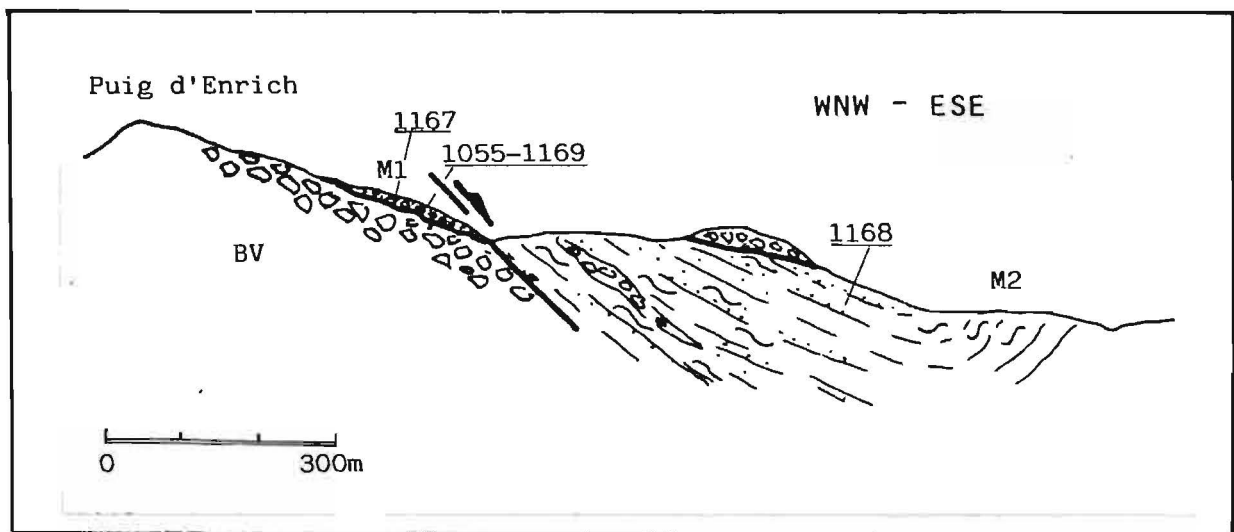


Fig. II.31 Corte estructural de los depósitos Miocenos de la vertiente NW del Valle de Andraitx. BV: Brechas de Valldemossa; M1: Formación Calcarenítica de Sant Elm; M2: Formación Turbidítica de Banyalbufar.

Al Este del Puig d'Enric, en la cabecera del Torrent de Ca'n Taler afloran, sobre un basamento de brechas oligomíticas de cantos liásicos (Unidad de Brechas de Valldemossa

(?)), arenitas ocre y rosadas con cantos angulosos y subangulosos de calizas blanquecinas algales probablemente oligocenas; las areniscas calcáreas que sustentan a los cantos presentan un alto contenido en opacos y glauconita (20 %) y macrofauna de Bivalvos (Pecten sp.). Los cantos presentan perforaciones de litófagos.

La interpretación de estos depósitos confirma la tendencia a la profundización de los ambientes sedimentarios hacia el Sur de Sant Elm-Sa Dragonera. Los cantos están poco o nada rodados y la matriz que los acompaña es ya considerable. Según HECKEL (1972) la glauconita es muy abundante a profundidades entre 30 y 600 m. Estos sedimentos se situarían pues, al igual que los de Cala d'Egos, en la parte inferior de la zona energética Y de IRWIN (1965).

Al Sur de Son Mas afloran bajo depósitos turbidíticos calcatenitas y brechas atribuibles a la Formación Calcarenítica de Sant Elm. Las brechas son cantos-soportando y presentan cantos de hasta 50 cm, principalmente liásicos. Los afloramientos no permiten levantar perfiles estratigráficos ni mayores interpretaciones.

AFLORAMIENTOS DE S'ALQUERIA-S'ESCLOP.

Al NNE de Ardratx se extiende un área de valles y colinas situadas entre 250 y 350 m de altitud en cuyo centro se encuentra S'Alquería y donde afloran extensamente materiales miocenos. Se atribuyen a la segunda serie de escamas de FALLOT (1922). El área de S'Alquería se encuentra rodeada al Norte por elevaciones montañosas que se extienden desde Es Penyal d'En Rico (566 m) al W hasta el Puig Grúa (483 m) al ESE y cuyo punto culminante es S'Esclop (927 m). Los sedimentos miocenos de S'Alquería se reencuentran hacia el NE, en la espalda Sur de S'Esclop.

Antecedentes:

FALLOT (1922) describe el sinclinal del Sur de S'Esclop, limitándolo al Puig d'Es Vent. En la región de S'Alquería cartografía los depósitos miocenos que sitúa sobre dolomías triásicas, bajo las que por ventana tectónica describe calcáreas liásicas. No obstante este autor reconoce la dificultad estructural de este área cuya resolución deja para exploraciones más detalladas. BATLLE (1971) considera el Burdigaliense de este área como sin-orogénico y sitúa el de S'Esclop en la Serie III de FALLOT. DEL OLMO et al. (en prensa) confirman la cartografía de BATLLE.

Estructura:

El Burdigaliense de S'Alquería se dispone en un conjunto monoclinal que buza hacia el SE. En el detalle, se aprecian pliegues suaves que hacen que localmente los buzamientos sean al S y al E. Limita sus afloramientos una fractura normal, de dirección WSW-ESE que se extiende desde Es Collet de Sa Plana (al Norte de Es Puig de Ses Dones) hasta el Coll Baix (al Norte del Puig del Migdía). Al NNW de dicha fractura afloran exclusivamente depósitos

de la Formación Calcarenítica de Sant Elm mientras que al SSE son volumétricamente importantes los materiales de la Formación Turbidítica de Banyalbufar. La sedimentación no registra significado alguno relacionable con dicha fractura por lo que su juego debe ser reciente.

Los sedimentos miocenos del Sur de S'Esclop pertenecen también a la Formación Calcarenítica de Sant Elm, pero se estructuran en un sinclinal de dirección NNW-SSE con el flanco ENE subvertical y el WSW subhorizontal. El significado regional de esta estructura (transversal de la Sierra) es problemático y su estudio ha de enmarcarse en trabajos tectónicos de detalle de áreas más extensas que las aquí descritas.

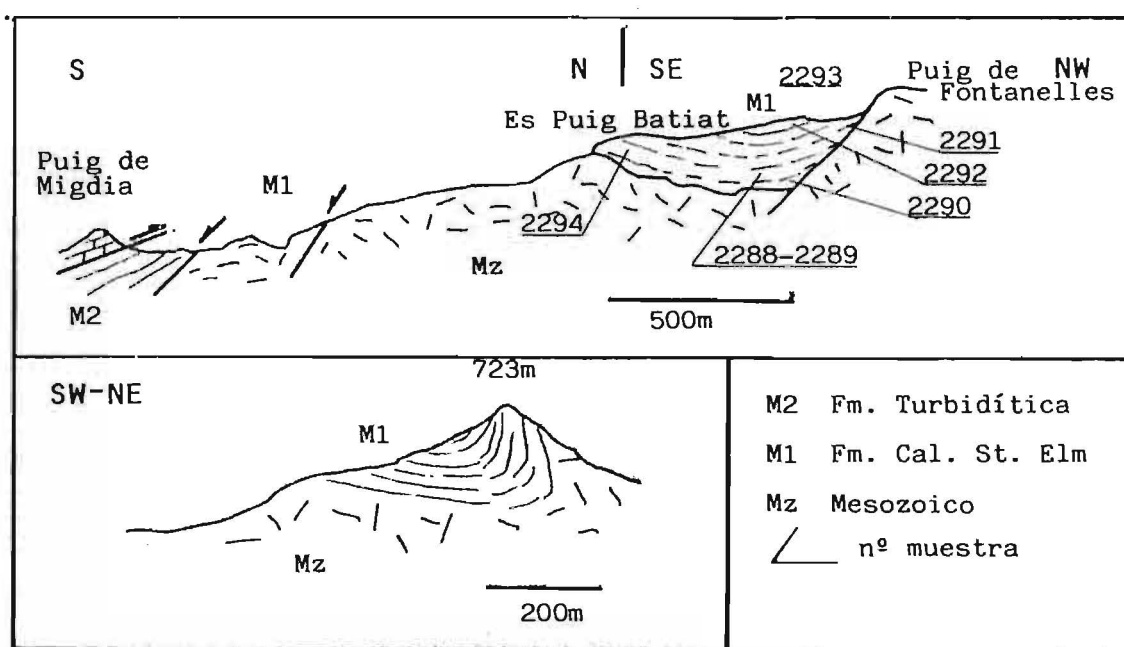


Fig. II.32 Disposición estructural de los afloramientos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm al S de S'Esclop. Obsérvese la estructura sinclinal de dirección NNW-SSE que afecta a los depósitos miocenos.

Descripción:

Los depósitos miocenos de la espalda Sur de S'Esclop están formados por una secuencia de calcarenitas y calcilutitas con estratificación paralela que alcanza más del centenar de metros. Puntualmente se observan estratificaciones cruzadas de mediana escala, que indican paleocorrientes hacia el Sur. En los niveles inferiores las calcarenitas presentan tonos rojizos y macrofauna de Equínidos (Schizaster) y Briozoos ramosos de tallo hueco; su tamaño de grano es de arena fina y presentan abundante matriz micrítica, litoclastos micríticos y silícicos y bioclastos en los que predominan los Globigerínidos, aunque también se encuentran Heterostegina, fragmentos de Briozoos ramosos y de Equínidos y tubos calcáreos probablemente de Serpúlidos. En la vertical se observa un aumento del porcentaje de los bioclastos entre los que abundan los Briozoos ramosos, fragmentos de Moluscos, fragmentos de Equínidos, Serpúlidos, Vermétidos, Rodofíceas (Lithophyllum), Heterostegina, Amphistegina y Gipsínidos. La matriz micrítica continúa siendo abundante.

Los sedimentos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm que afloran en Sa Serra, al WNW de S'Alquería, han podido ser estudiados gracias a la Serie CSE-2 de "Ca'n Guiè" que presenta 127 m de depósitos calcareníticos y calcilutíticos. Se caracterizan, estos materiales, por la existencia de la laminación paralela como estructura predominante y la monotonía granulométrica (no hay saltos bruscos en los tamaños de grano). Presentan importante bioturbación en los tramos lutíticos mientras que los calcareníticos muestran numerosos tubos calcáreos, debidos posiblemente a Vermétidos, Esponjas Hexactinélidas Dictioninas cuya estructura rígida espicular ha sido diagenizada a calcita, mientras el cuarzo que formaba el armazón ha recrystalizado en los huecos de dicho armazón, púas y

placas de Equínidos y Foraminíferos de tipos diversos (Amphistegina, Heterostegina, Lepidocyclina, Miliólidos, Aglutinados y Globigerínidos). Los litoclastos predominantes son micríticos, aunque están presentes los granos volcánicos y opacos y los de cuarzo. La matriz es micrítica y abundante.

Interpretación:

Las ya abundantes formas planctónicas y el importante contenido en matriz de los sedimentos de S'Alquería-S'Esclop nos definen un medio de energía menor a los afloramientos de Sant Elm y de Cala d'Egos-Andraitx. La diversificación de la fauna y la pérdida de tamaño de grano nos lo confirman. La presencia de infauna y de Hexactinellidae apoyan también una interpretación que nos sitúa estos sedimentos en las aguas relativamente profundas de la zona X de IRWIN (1965). Las estructuras sedimentarias y la bioturbación también son congruentes con esta interpretación. A esta área de escasa paleopendiente (b) sólo llegarían los tamaños finos de sedimentos terrígenos que no pueden permanecer en la zona Y mucho más batida por el oleaje. En suma se trataría de una zona X (m/l) dentro del marco regional CHLOROZOAN (LEES, 1978).

LOS DEPOSITOS ARRECIFALES DE SANTA PONÇA

Al Sur de Santa Ponça, en la cota 61 m (UTM x = 455'32 y = 4.373'70), y sobre un basamento Oligoceno, aflora un cerro testigo de calizas arrecifales que pueden ser atribuidas a la Formación Calcarenítica de Sant Elm. El afloramiento es reducido (16 m de potencia por aproximadamente 300 m² de superficie basal). Se sitúa discordante sobre el Oligoceno que constituye su base y presenta estratificación subhorizontal y esquistosidad incipiente (032/82 SE). Sus facies son equivalentes a los afloramientos arrecifales de Cala Deia (ver infra) y están formados por bindstones y framestones de Rodofíceas y Poritizados de morfologías incrustantes, que se superponen los unos a los otros intercalándose con wackstones y packstones de intraclastos, fragmentos de Corales y Serpúlidos. El fango es abundante y se observan numerosas cavidades de organismos perforantes tubulares rellenas de sedimento geopetal y de cemento esparítico (aproximadamente al 50 % de proporción).

En la vertical se observa un incremento de los fragmentos de Scleractínidos que no están en posición de vida. No hay ningún terrígeno en todas las muestras estudiadas y la recristalización es muy importante homogeneizando la roca y no permitiendo observaciones detalladas de campo.

La disposición y limitada continuidad del afloramiento sólo permite afirmar que se trata de facies de reef-core (JAMES. 1979) bioconstruidas en condiciones de alta energía (morfologías incrustantes), zona Y de IRWIN (1965) y alejadas de los influjos detríticos (f). Su disposición sobre el Oligoceno parece sugerir una polaridad hacia áreas emergidas al SW. (fig. II.33).

Se trataría pues de facies arrecifales CHLOROZOAN Y(f).

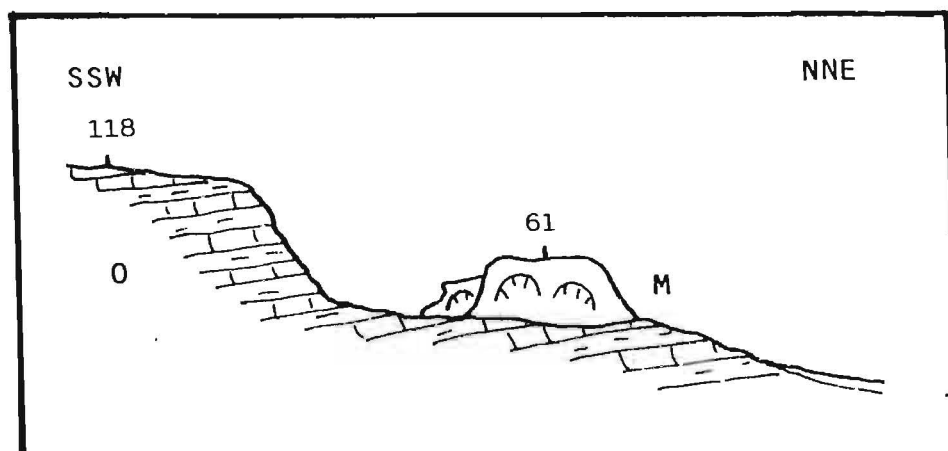


Fig. II.33 Disposición estructural esquemática de los depósitos arrecifales de la Formación Calcarenítica de Sant Elm al S de Santa Ponça. O: Calizas y limos oligocenos; M: bioconstrucciones arrecifales miocenas.

INTERPRETACION DE LOS AFLORAMIENTOS DEL SECTOR SW DE LA SERRA.

Conforme a las descripciones e interpretaciones realizadas, puede deducirse una interpretación global de los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm del SW de la Serra de Tramuntana (fig. II.34).

Se observa una clara dirección paleosedimentaria de NW a SE en la que las facies más proximales se sitúan al NW (Áreas de Sa Dragonera-Sant Elm-Es Rajolí). En ellas los aportes terrígenos, volumétricamente importantes, son retrabajados en áreas litorales (Es Rajolí) y sublitorales. La sedimentación viene determinada por el balance entre la energía del medio y la intensidad de los aportes terrígenos. Los bioclastos, es decir la fauna que se desarrolla en estas zonas proximales, es escasa, y sus restos fósiles sugieren únicamente la presencia de plantas sobre las que podrían desarrollarse organismos epífitos. La infauna viene limitada a Equínidos Irregulares bioturbadores del sedimento. Las granulometrías más finas eran inestables en este área y se acumulaban en las zonas de menor energía (Afloramientos de S'Alquería-S'Esclop) donde la fauna se presenta ya diversificada, con un importante porcentaje de organismos planctónicos (Globigerínidos). Predominan los Briozoos, los Gusanos y Gasterópodos tubulares (Serpúlidos y Vermétidos), mientras que la bioturbación horizontal es ya considerable y las estructuras sedimentarias se preservan en mayor medida.

El tránsito entre estos dos ámbitos, zonas X e Y de IRWIN (1965) se realiza por medio de depósitos arenisco-glauconíticos de Cala d'Egos-Andraitx, donde la matriz es más abundante que en las zonas proximales pero los sedimentos finos (calcilutitas) aún no están presentes.

Mención aparte merece el afloramiento arrecifal de Santa Ponça cuya posición ha de corresponder a zonas elevadas del S del área en que nos encontramos. La energía hidráulica en que se desarrolla esta bioconstrucción es importante y el influjo detrítico nulo. La fauna y la falta de estructuras de transporte nos definen un reef-core (JAMES, 1979) cuya disposición parece indicar áreas emergidas hacia el S.

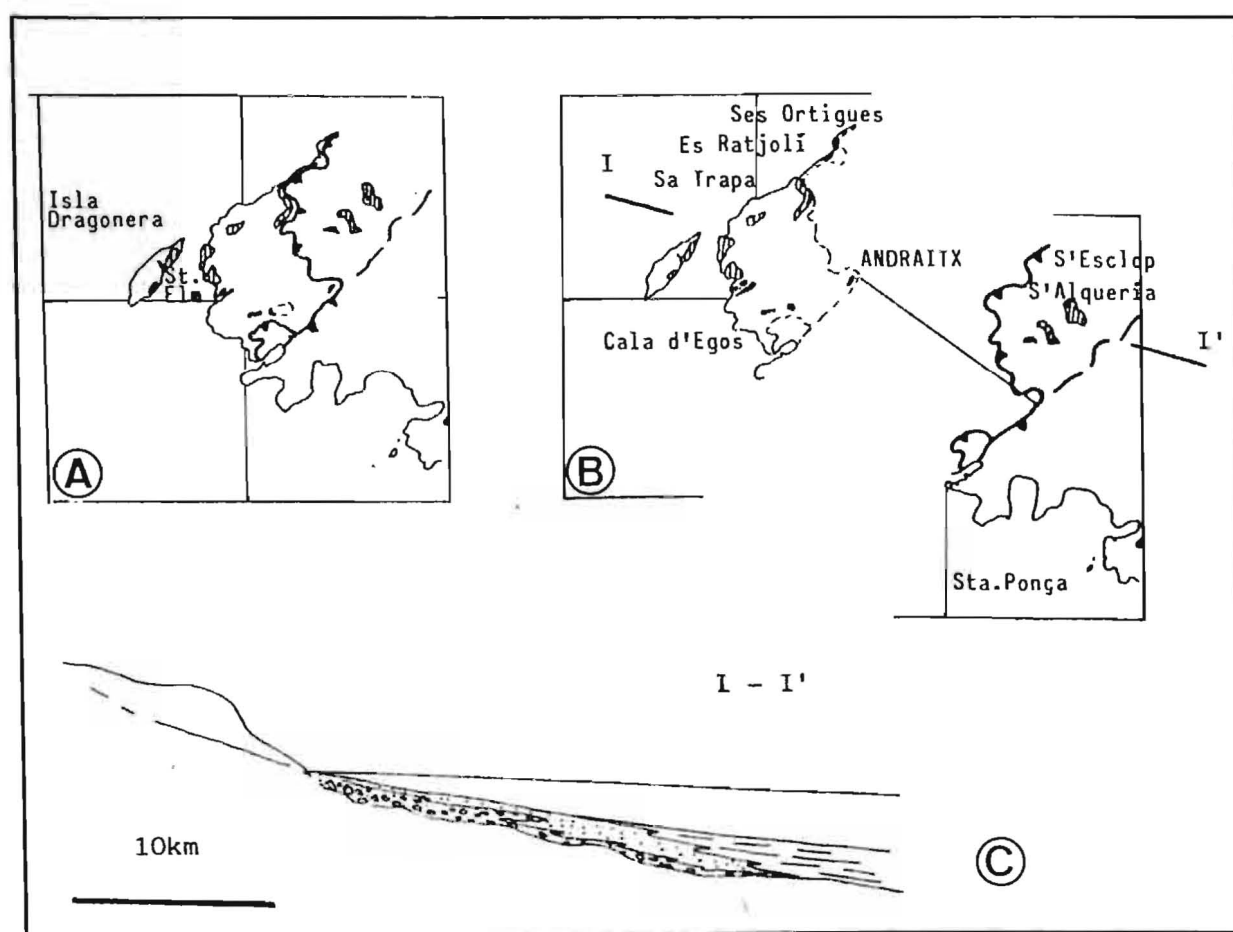


Fig. II.34 Afloramientos miocenos del Sector I: SW de la Serra: B: Despliegue estructural; C: Corte representativo.

SECTOR II: BANYALBUFAR-PUIGPUNYENT.

En este sector se agrupan los afloramientos de Estellencs Banyalbufar, Port d'Es Canonge, Puigpunyent y Esporles. Todos ellos corresponden al techo de la Serie I de FALLOT excepto parte de los de Puigpunyent que se sitúan sobre una escama tectónica intermedia entre la Serie I y la Serie II (Escama de "Ca Na Lluisa", FALLOT, 1922).

Buena parte de estos afloramientos han sido descritos e interpretados por RODRIGUEZ-PEREA (1981) y RODRIGUEZ-PEREA y POMAR (1983a y b), por lo que aquí se resumen sus conclusiones abreviando la descriptiva de los mismos, cuyos detalles pueden encontrarse en los trabajos citados.

AFLORAMIENTOS DE ESTELLENCES.

Antecedentes:

FALLOT (1922) describe los materiales de Estellencs (pp. 173-174, fig. 68) y los sitúa en continuidad con los de la ventana de Puigpunyent y con los de Es Port d'Es Canonge-Banyalbufar, todos ellos en el techo de la Serie I y cabalgados por la Serie II. Por lo que respecta a la Formación Calcarenítica de Sant Elm, según el autor francés, está formada por una brecha de cantos del Ladiniense, apenas redondeados y mal cementados que presentan una potencia entre 20 y 30 m. Se asientan sobre calizas con fucoides del Muschelkalk (Ladiniense) y sobre ellos se sitúan margas y conglomerados que deben ya pertenecer a los depósitos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar.

CUEVAS (1958) en un informe minero, cartografía en detalle una franja costera desde Estellencs al Port d'Es Canonge y discrimina por vez primera las dos Unidades miocenas. Separa los depósitos margosos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar de los arenisco-conglomeráticos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm.

BATLLE (1971) atribuye estos depósitos a la Serie I de FALLOT y los sitúa cabalgados por la Serie II.

MATAILLET y PECHOUX (1978) cartografían en detalle la cuenca de Estellencs e intentan apoyar en ella bastantes de sus hipótesis, no obstante no describen los depósitos miocenos, limitándose a situarlos entre el Trías medio que suponen olistostrómico y el Trías superior que también presenta para estos autores un carácter olistostrómico, englobado entre otros depósitos miocenos.

RODRIGUEZ-PEREA (1981) describe y cartografía los depósitos miocenos de Estellencs, en particular los de la Formación Turbidítica de Banyalbufar en la Serie de "Son Fortuny".

DEL OLMO et al. (1982) no describen estos afloramientos ni discriminan en la cartografía las dos formaciones que los forman.

Estructura:

Los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm del área de Estellencs afloran en una banda más o menos continua desde S'Atalaia-Puig d'es Collet, donde se sitúan sobre los yesos y margas del Triásico superior buzando hacia el ESE, hasta las proximidades del Coll d'es Pi (Camino de Ca's Xocolater) donde también presentan buzamientos equivalentes (fig. II.35). Las relaciones entre los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm que afloran en la carretera Estellencs-Andraitx en las cercanías de Es Coll d'es Pi y los depósitos del Camino de Ca's Xirimier son difíciles de establecer; probablemente la solución de continuidad entre ambos sea una fractura subvertical de dirección sensiblemente paralela a la costa y con el labio hundido hacia el NW (Ca's Xeremier) y /o una escamación secundaria.

En resumen los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm se encuentran dispuestos más o menos monoclinamente, buzando hacia el SE, recubiertos por la Formación Turbidítica de Banyalbufar y todo el conjunto cabalgado por los materiales de la Serie II de FALLOT.

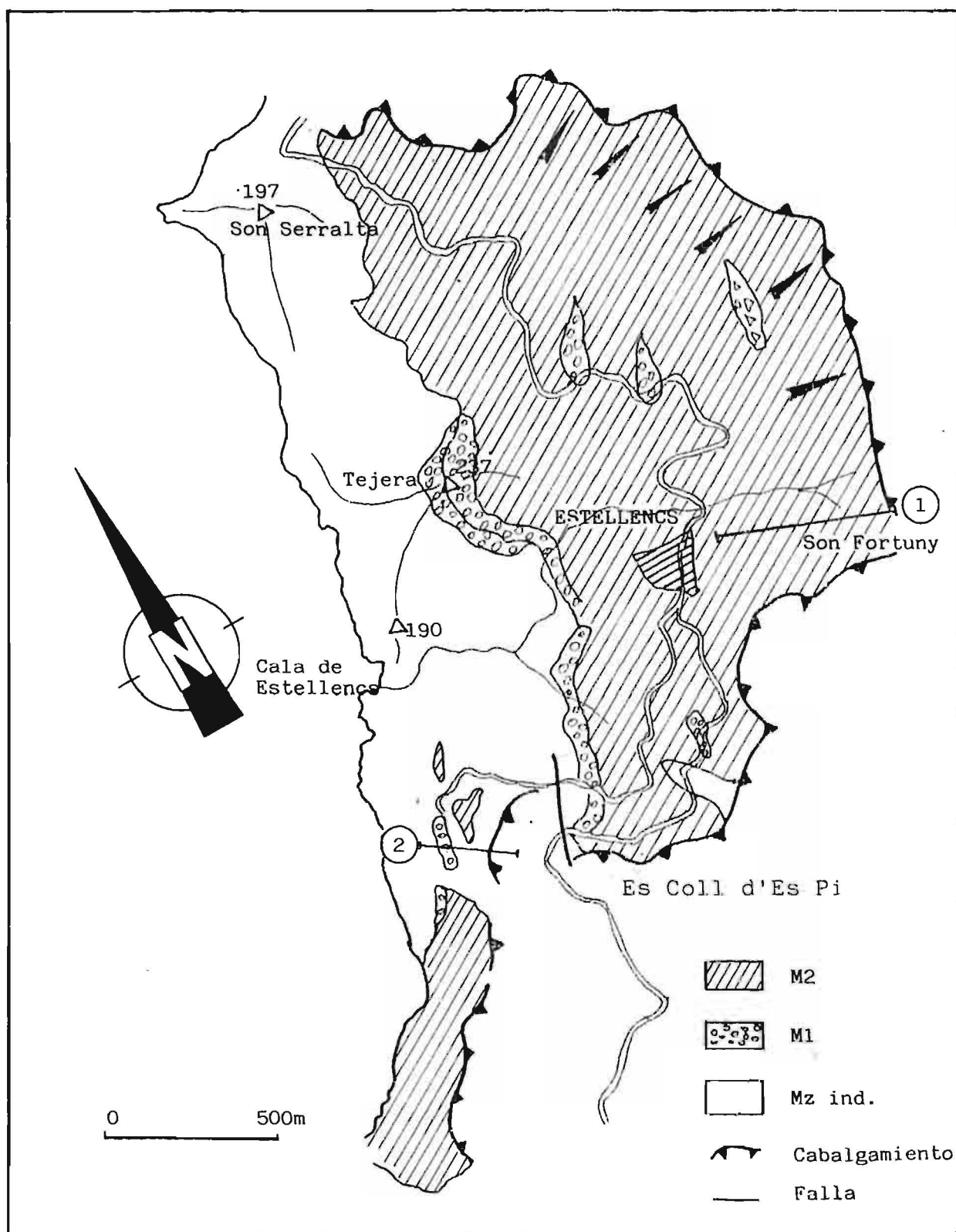


Fig. II.35 Afloramientos miocenos del área de Estellencs (modificado de MATAILLET y PECHOUX, 1978). 1: Serie de Son Fortuny TB-7; 2: Corte de la figura 11.36.

Descripción:

Aunque los afloramientos no permiten levantar una columna estratigráfica detallada, sí podemos decir que se trata de facies conglomeráticas, formadas por cantos bien redondeados, de textura cantos-soportando y con matriz calcarenítica bioclástica. Su potencia oscila entre unos pocos metros en el NE y cerca de veinte al WNW del pueblo de Estellencs.

Al W de Estellencs, en las cercanías de Es Coll d'es Pi hay dos secuencias del Mioceno basal, difíciles de correlacionar e incluso de situar geométricamente: En el Camino de Ca's Xocolater, en las cercanías de Ca's Xeremier afloran calizas lacustres (Oligoceno ?) discordantes sobre el Triásico en facies Muschelkalk sobre las que encontramos un tramo rojo con limos, arcillas y conglomerados de matriz continental (gravas angulosas en la matriz y tamaño medio de los cantos 10 cm) que atribuimos a la Unidad Roja Inferior. Sobre estos depósitos se sitúan sedimentos lutíticos de atribución dudosa (probablemente Formación Turbidítica de Banyalbufar) que están coronados por bloques de calcarenitas con Heterostegina y Amphistegina. La asignación a una u otra unidad de este último nivel es muy problemática al igual que sucede con los niveles conglomeráticos que se le superponen tras un tramo cubierto (fig. II.36). La segunda secuencia puede seguirse a lo largo de la carretera Estellencs-Andraitx antes de Es Coll d'es Pi y está formada en su base por conglomerados heterométricos subredondeados, con tamaños máximos de hasta 1 m, cantos soportando, cuya matriz es una calcarenita ocre poco cementada. Hacia el techo los cantos están bien rodados y se intercalan niveles calcareníticos con laminación paralela que en la parte superior dominan la secuencia.

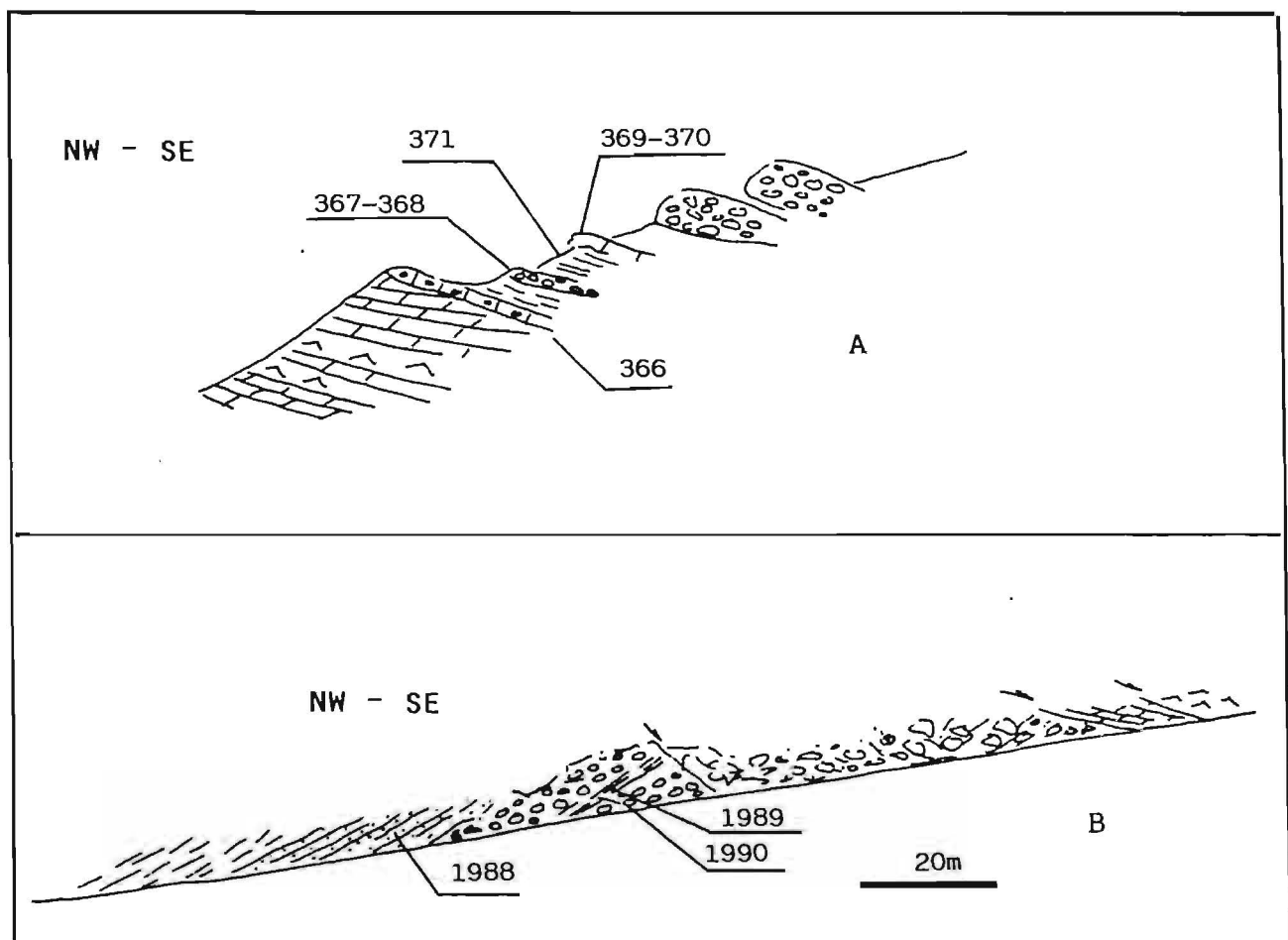


Fig. II.36 Cortes representativos del Mioceno del área de Estellencs: A: Corte de Ca's Xeremier (ver situación en fig. II.35); B: Corte de la trinchera de la carretera Estellencs-Andraitx en las cercanías del Coll d'Es Pi.

Interpretación:

Los depósitos de Estellencs han de interpretarse como producto del retrabajamiento litoral y sublitoral de aportes terrígenos. Los niveles inferiores rojizos

(Unidad Roja Inferior) corresponden a sedimentos procedentes de cauces fluvio-torrenciales que invaden un área marina donde son retrabajados por el oleaje (fan-deltas, HOLMES, 1965). El avance transgresivo o el hundimiento del área provoca una secuencia vertical que clasifica los sedimentos y grada su tamaño de grano hasta calcarenitas muy finas con fauna que corresponde a ámbitos sublitorales.

AFLORAMIENTOS DE BANYALBUFAR.

Antecedentes:

FALLOT (1922) no describe estratigráficamente los depósitos miocenos del área de Banyalbufar, aunque los correlaciona con los de las áreas vecinas de Son Valentí (Port d'Es Canonge) y Estellencs.

FUSTER (1973) y MATAILLET y PECHOUX (1978) cartografían estos depósitos atribuyéndoles la interpretación clásica el primero y la olistostrómica el segundo.

CUEVAS (1958b) describe las mineralizaciones de cobre del Bundsandstein del área Banyalbufar-Valldemossa, cartografiando una franja costera en la que por vez primera distingue las facies conglomeráticas de la Formación Calcarenítica de Sant Elm de los sedimentos margosos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar. Su excelente estudio muestra cortes estructurales del área, así como datos estratigráficos detallados de los depósitos triásicos.

RODRIGUEZ-PEREA (1981) y RODRIGUEZ-PEREA y POMAR (1983a y b) describen sus facies y detallan su estructura y relaciones geométricas.

ALVARO et al. (en prensa) describen el afloramiento de la Cala de Banyalbufar y su paso lateral a los conglomerados de Sa Torre de Ses Animes. Interpretan estos depósitos, al igual que los autores anteriormente citados, como sedimentados en una plataforma somera en un ambiente litoral y los datan como Burdigaliense inferior y medio.

Estructura:

Para DARDER (1914) el Mioceno de Banyalbufar se dispone en dos escamas. La inferior forma parte sin duda de la Serie I de FALLOT y en sus margas se encuentran los campos de cultivo de dicha villa. La superior se sitúa sobre dolomías brechadas con fábrica olistostrómica que DARDER atribuye al Triásico y que FALLOT (1922) define como la prolongación de la "Lame de Ca Na Lluisa" (escama de segundo orden entre la Serie I y la Serie II definida en el área de Puigpunyent) y que considera formada por materiales triásicos y liásicos soportando el Mioceno.

Esta opinión se mantiene en la interpretación de FUSTER (1973) y en las de RODRIGUEZ-PEREA (1981) y RODRIGUEZ-PEREA y POMAR (1983a y b), quienes reinterpretan su estructura considerando las masas brechadas y discontinuas de Ses Planes y Es Penyal de Monreal como olistostromas (Unidad Gravitacional) englobados en el Mioceno margoso de Es Rafal y Sa Sementera de Son Valentí. El descubrimiento de conglomerados miocenos, pertenecientes sin duda a la Formación Calcarenítica de Sant Elm, en el techo de las brechas con textura olistostrómica de la "Lame de Ca Na Lluisa" pone de manifiesto que la Unidad Gravitacional se desliza portando sobre sí depósitos miocénicos de base y cuestiona en parte que la brechificación sea producto de un deslizamiento gravitacional, caso de haberse producido por el mecanismo propuesto.

ALVARO et al. (en prensa) retoman la idea de FALLOT y extienden la Lame de Ca Na Lluisa hasta considerarla una nueva unidad tectónica: Unidad George Sand-La Calobra.

Así pues y dejando la discusión de estos aspectos para más adelante (Capítulo IV), la Formación Calcarenítica de Sant Elm se dispone, en el área de Banyalbufar, de

forma monoclinal, sobre un basamento formado por dolomías tableadas oscuras en facies Muschelkalk, y aflora desde el Camino de Sa Pedra de S'Ase hasta Sa Galera. Sobre su techo se dispone de forma discordante y erosiva la Formación Turbidítica de Banyalbufar (fig. II.37).

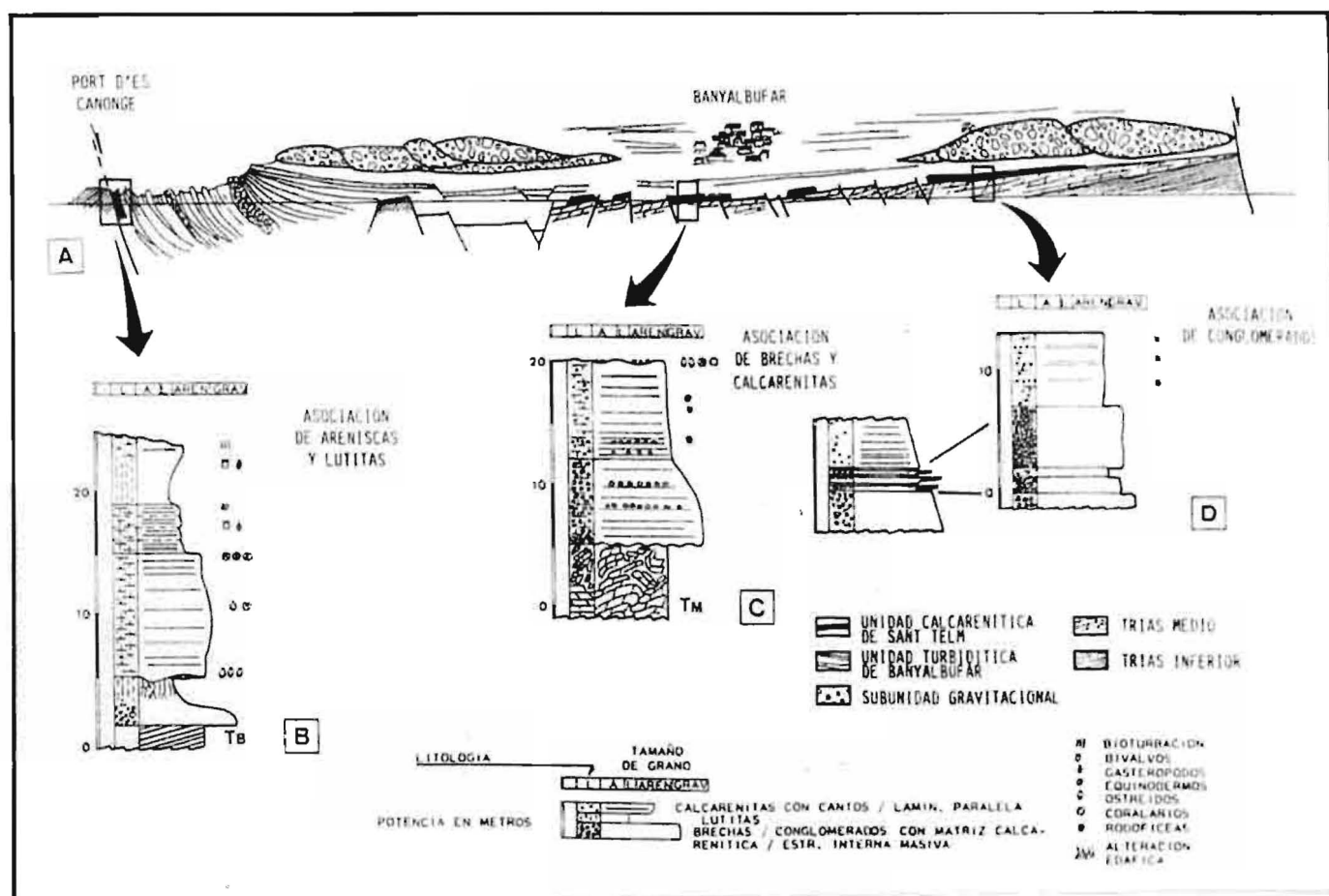


Fig. II.37 Formación Calcarenítica de Sant Elm: Asociaciones de facies y su distribución espacial en el área de Es Port d'Es Canonge- Banyalbufar, según RODRIGUEZ-PEREA y POMAR (1983b)

Descripción:

Los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm presentan en el área de Banyalbufar dos asociaciones de facies (RODRIGUEZ-PEREA, 1981): facies de conglomerados y facies de brechas y calcarenitas. Ambas son equivalentes

laterales y mientras las primeras afloran en la parte oriental (desde el Camino de Sa Pedra de S'Ase hasta Na Ferranda) las segundas lo hacen en ambos lados de Es Port de Banyalbufar y en Sa Galera.

La asociación de conglomerados está formada por conglomerados bien rodados, polimícticos, cantos-soportando y calcarenitas con cantos. El tramo inferior presenta conglomerados, bien clasificados, localmente con brechas, con tamaño modal centimétrico, perforados por litófagos, y con marcas de presión disolución; la matriz es calcarenítica y presenta abundantes fragmentos de Algas Rodofíceas. El tramo superior, de potencia variable, lo forman calcarenitas con cantos cuyo componente principal son los fragmentos de Rodofíceas. Ambos tramos son masivos y sólo se observan laminaciones paralelas difusas en el superior.

La potencia total alcanza los 12 m acuñándose hasta desaparecer hacia el SE.

En su base se sitúan secuencias decimétricas de conglomerados, brechas, calcarenitas y limolitas rojizas con granoclasificación de inversa a normal.

La asociación de brechas y calcarenitas presenta un tramo inferior de brechas heterométricas, monogénicas, angulosas de dolomías oscuras en facies Muschelkalk que en la vertical se enriquecen en una matriz calcarenítica rica en Rodofíceas. El tramo superior está constituido por calcarenitas con cantos, masivas, blanquecinas, ricas en Rodofíceas y con macrofauna de Ostreidos y Equinoideos Irregulares.

Su potencia total alcanza los 15 m. Su base está situada sobre el Muschelkalk brechado, mientras que su techo, erosionado, está recubierto por la Formación Turbidítica de Banyalbufar.

Interpretación:

Las dos asociaciones de facies descritas corresponden a depósitos litorales. Las facies de conglomerados representan el retrabajamiento litoral de depósitos de fan-deltas (secuencias basales) mientras que la asociación de brechas y calcarenitas representa la colonización sublitoral de un basamento mesozoico fracturado y brechificado en el que los cantos y bloques producidos se acumulan por procesos gravitatorios.

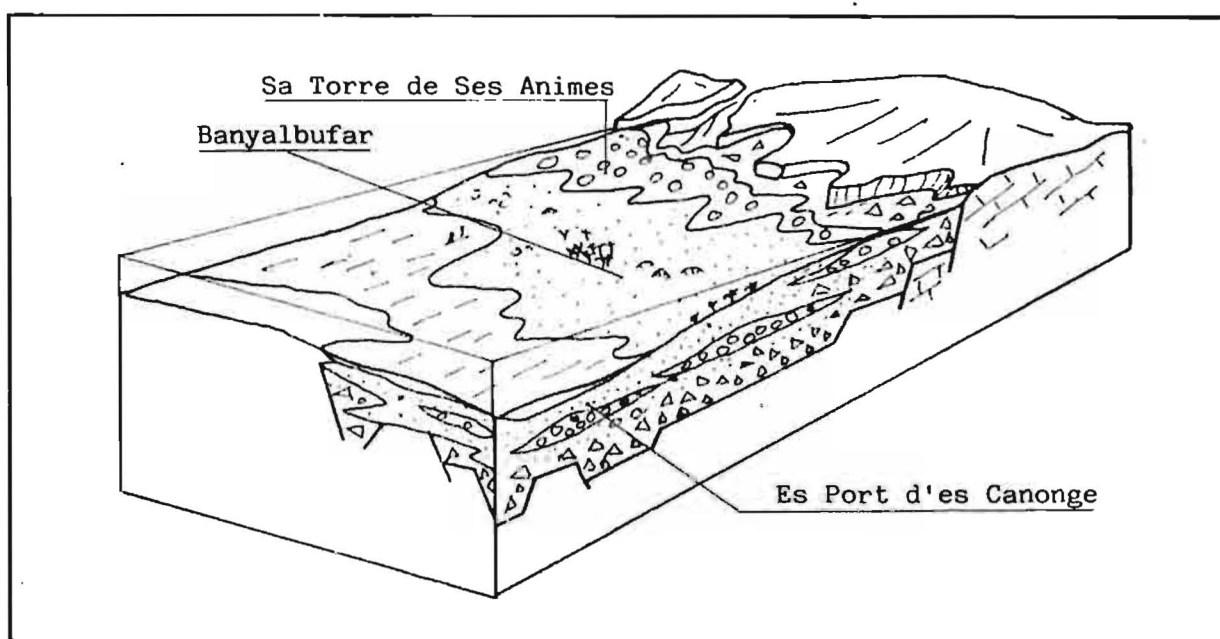


Fig. II.38 Bloque diagrama ilustrativo de la distribución de las diversas asociaciones de facies de la Formación Calcareónica de Sant Elm en el área de Banyalbufar.

Es difícil precisar el ámbito sedimentario en el que se produce la acumulación de dichos bloques que no muestran transporte ni granoselección alguna. La profundidad ha de ser mayor que en las facies conglomeráticas ya que la acción normal del oleaje no alcanzaba a retrabajar estos depósitos. Los sedimentos del tramo superior, se infiltran entre los clastos inferiores y probablemente a causa de una importante paleopendiente se producen movimientos de flujo en masa, que incorporan nuevos cantos a los depósitos calcareníticos superiores. La geometría canaliforme del depósito y las frecuentes superficies de cizalla y alineaciones de canchales paralelos a la estratificación confirman la presencia de estos procesos.

La superficie superior indica una interrupción sedimentaria e incluso una etapa erosiva que puede ser correlacionable, al producirse de forma general en esta unidad, con el descenso en el nivel de la mar. Las características de estos depósitos permiten clasificarlos como CHLOROZOAN-Y distal (f/h).

AFLORAMIENTOS DE ES PORT D'ES CANONGE.

Antecedentes:

FALLOT (1922) define el Neógeno con facies septentrionales en los afloramientos de Son Valentí-Son Bunyola. Está formado por:

- 1 m de calizas con secciones de grandes ostras.
- 5 m de pudingas con cantos irregulares claros.
- 4 m de calizas marfileñas.
- 5 m de pudingas brechoides.
- 81 m de margas y areniscas atribuibles a la Formación Turbidítica de Banyalbufar.

Las Ostreas las considera próximas a la Ostraea gingensis SCHLOTH, y atribuye una edad Burdigaliense a un nivel fosilífero de la secuencia turbidítica.

COLOM (1946) describe de forma muy general estos depósitos afirmando únicamente que desde Valldemossa hacia Estellencs los conglomerados de base presentan un mayor contenido en areniscas werfenienses; el cemento, afirma, es no obstante igual en toda la Sierra: un barro calizo fino con conchas muy rodadas de Amphistegina lessoni D'ORB. Su potencia oscila entre cinco y diez metros y evolucionan verticalmente según COLOM a areniscas y calizas cuya atribución a la Formación Turbidítica de Banyalbufar es imprecisa, ya que la descripción de estos materiales es muy genérica.

CUEVAS (1958) describe y cartografía el Mioceno de una franja costera entre Estellencs y Valldemossa, distinguiendo los sedimentos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar de los de la Formación Calcarenítica de Sant Elm por vez primera.

RODRIGUEZ-PEREA (1981) y RODRIGUEZ-PEREA Y POMAR (1983a y b) describen e interpretan estos sedimentos de forma detallada.

ALVARO et al. (en prensa) también describen estos depósitos: presentan 15 metros de areniscas calcáreas con cantos y fragmentos de Ostreidos sobre los que se sedimentan 5 m de limolitas arenosas con Ostreidos y Equínidos

Estructura:

Existe acuerdo en situar los sedimentos miocenos de Es Port d'Es Canonge (Son Valentí-Son Bunyola) en el techo de la I Serie de FALLOT. Este autor describe su verticalización progresiva desde la cercanía de la costa hacia el SE y los considera indudablemente correlacionables con los de Banyalbufar y Estellencs. Se depositan según FALLOT (1922) sobre un basamento mesozoico en el que reconoce pliegues premiocenos de dirección transversal a la Sierra, es decir NW-SE (fig. 91, p. 217).

RODRIGUEZ-PEREA (1981) describe la falla de Es Bec de S'Aguila y la de Sa Font de Sa Menta que, sin negar la existencia de plegamientos premiocenos transversales a la Sierra (ver POMAR et al., 1983), permiten explicar de forma satisfactoria la estructura de la Serie I y la disposición del Mioceno.

Los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm sufren, después de su sedimentación, un brusco hundimiento que los sitúa en áreas profundas sobre las que se depositan sedimentos turbidíticos. Esta fracturación es sinsedimentaria (ver capítulo VII.2) y a ella responde la disposición actual de los afloramientos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm en el área de Es Port d'Es Canonge.

Así los afloramientos se verticalizan, tal y como indica FALLOT, y se continúan hacia el NE en la cota 314 (fig. II.39) y en el collado de cota 329 cerca de la intersección de la carretera Banyalbufar-Valldemossa con la Banyalbufar-Esporles.

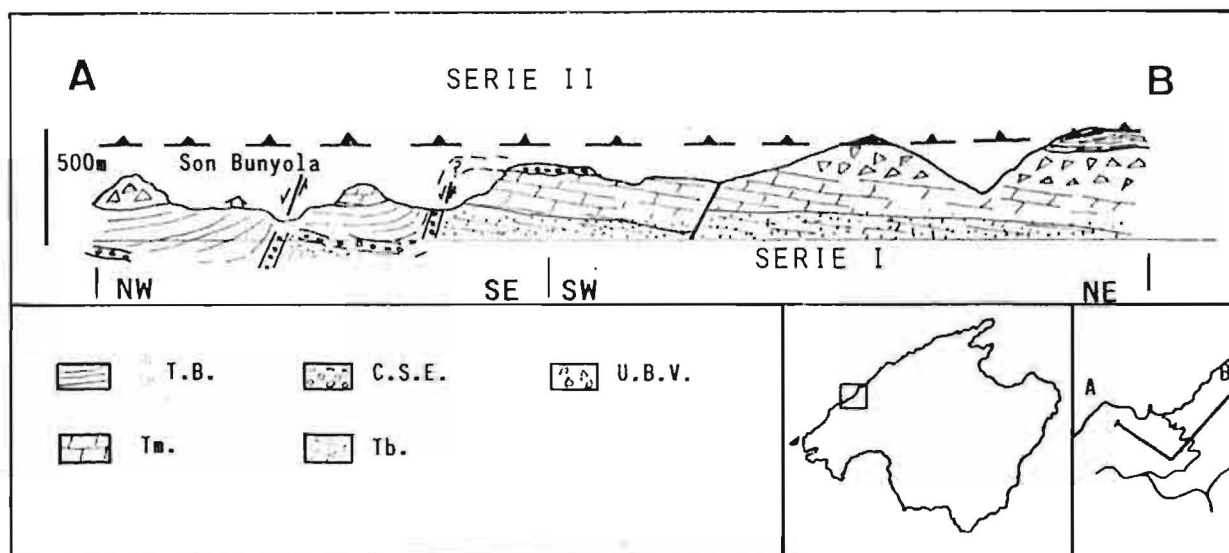


Fig. II.39 Disposición estructural de los depósitos miocenos entre Es Port d'Es Canonge y la Urbanización George Sand. Tb: Triásico (Bundsandstein); Tm: Triásico (Muschelkalk); U.B.V.: Unidad de Brechas de Valldemossa; F.T.B.: Formación Turbidítica de Banyalbufar; C.S.E.: Formación Calcarenítica de Sant Elm.

Esta conexión que queda bien patente por los depósitos miocenos de la cota 314 y la continuidad de su basamento hacia el NE no es aceptada por ALVARO et al. (en prensa) quienes introducen una segunda Unidad tectónica (George Sand-La Calobra), prolongación hacia el NE de la Escama de Ca Na Lluïsa de FALLOT, que a nuestro criterio no es estrictamente necesaria, al menos en este punto.

Descripción:

RODRIGUEZ-PEREA (1981) reconoce una asociación de facies en el Mioceno de la Formación Calcarenítica de Sant Elm en Es Bec de S'Aguila. Está formada por areniscas calcáreas (calcareaceous sandstones) con cuarzo, con macrofauna de Ostreidos y Equínidos y lutitas arenosas grises con Gasterópodos y Bivalvos (fig. II.37). La potencia total alcanza los 20 m y las estructuras internas visibles se limitan a la laminación paralela, difusa a causa de la intensa bioturbación producida por los abundantes Equinoideos (Schizaster sp. predominantes, y Scutella sp.). Se puede distinguir un tramo superior lutítico con secuencias decimétricas, ligeramente granocrecientes e importante bioturbación a techo, de un tramo inferior formado por areniscas calcáreas con Equinoideos y Ostreas. A techo de la asociación pueden observarse indicios de suelo endurecido (ferruginización, cementación, etc.) e implantación de fauna litoral (Balanus sp.) y pequeñas colonias de corales. Esta asociación de facies se sitúa sobre un paleosuelo desarrollado en las areniscas del Triásico inferior en facies Buntsandstein y que ALVARO et al. (en prensa) detallan formado por 35 % de cuarzo y un 65 % de minerales arcillosos (85 % de illita muy abierta y 15 % de caolinita). Su techo se encuentra erosionado por la Formación Turbidítica de Banyalbufar que llega a afectar incluso a los niveles inferiores.

Los sedimentos miocenos de la cota 314 presentan una asociación de facies distinta de la descrita en Es Bec de S'Aguila, aunque bastante común entre los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm: en su base predominan los conglomerados, cantos soportando, bien rodados con matriz calcarenítica, mientras que su tramo superior está formado por calcarenitas con Rodofíceas. Su potencia, difícil de estimar, oscila en torno a la decena de metros.

Interpretación:

La asociación de areniscas y lutitas se interpreta sedimentada en condiciones de alta energía en una área interna de la plataforma probablemente litoral en el tramo inferior (areniscas calcáreas con Equínidos) y más externas en el tramo superior donde predominaría la deposición de partículas en suspensión interrumpida por esporádicos episodios activos de gran potencia.

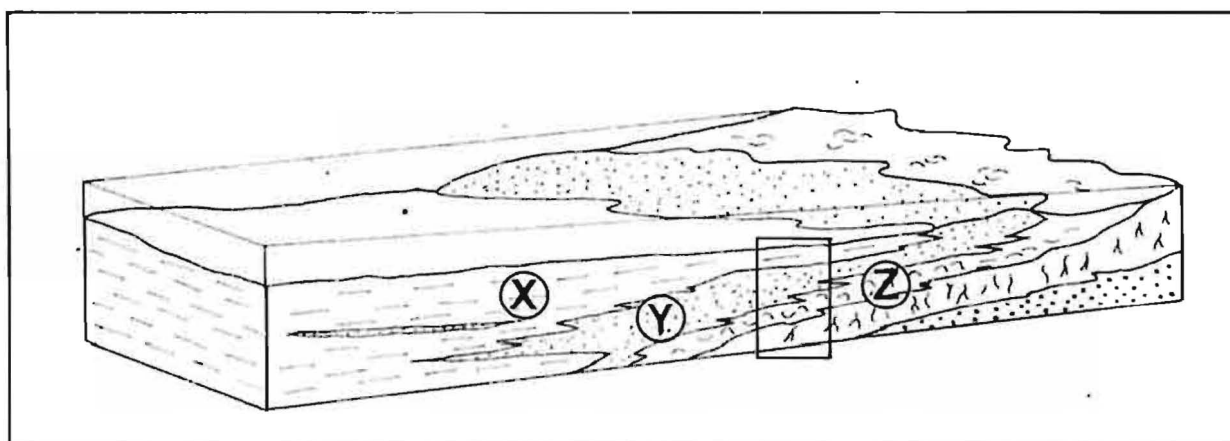


Fig. II.40 Distribución espacial de las asociaciones de facies de la Formación Calcarenítica de Sant Elm en Es Bec de S'Aguila. X, Y, Z: Zonas energéticas de IRWIN (1965).

El régimen transgresivo de los depósitos se vería interrumpido por un episodio regresivo que registra el techo de esta asociación con la presencia de fauna totalmente litoral (Balanus sp.).

Un período de no deposición y el hundimiento de la plataforma dan paso a la sedimentación de la Formación suprayacente.

La asociación de conglomerados descrita en la cota 314 es equivalente lateral de la asociación de areniscas y lutitas, corresponde a zonas más proximales donde los aportes detríticos retrabajados en la zona litoral son más importantes.

Los niveles inferiores con acumulación de Ostreas y paleosuelos deben corresponder a zonas protegidas y poco energéticas (Z de IRWIN, 1965) sobre las que al avanzar las transgresiones se sitúan ámbitos más energéticos (X de IRWIN, 1965) primero y depósitos más profundos después (Y de IRWIN, 1965).

AFLORAMIENTOS DE PUIGPUNYENT.

Se han agrupado en este epígrafe diversos afloramientos caracterizados por situarse estructuralmente bajo las masas calizas que forman la Serie II de FALLOT (1922) y afloran gracias a las ventanas tectónicas de Puigpunyent y Es Verger. En ninguno de ellos se han podido levantar perfiles estratigráficos. No obstante, su descripción aporta datos valiosos a la interpretación regional.

La mayor parte de los sedimentos miocenos que afloran en la ventana tectónica de Puigpunyent corresponden a la Formación Turbidítica de Banyalbufar; sólo en pequeños puntos se observan bajo los depósitos margosos los materiales de la Formación Calcarenítica de Sant Elm.

Son Noguera

Al N de Puigpunyent, en la Riera de Superna, pueden observarse, bajo las capas margosas de la Formación Turbidítica de Banyalbufar, aflorantes en la carretera de Puigpunyent a Esporlas (km 6'0), una sucesión de conglomerados y calcarenitas atribuibles a la Formación Calcarenítica de Sant Elm. Su potencia sobrepasa los 25 m y se pueden observar al menos cuatro secuencias verticales que se inician con brechas heterométricas de 20 cm de tamaño máximo y que evolucionan a niveles conglomeráticos y calcareníticos; la potencia de las secuencias es variable pero de orden métrico (fig. II.41). En el detalle no se observa su base y están afectadas por fracturas que dificultan su correlación. En zonas próximas se observan Equínidos, Lamelibranquios, Briozoos y Rodofíceas incrustantes en sedimentos calcareníticos que muy probablemente son superiores a los descritos anteriormente.

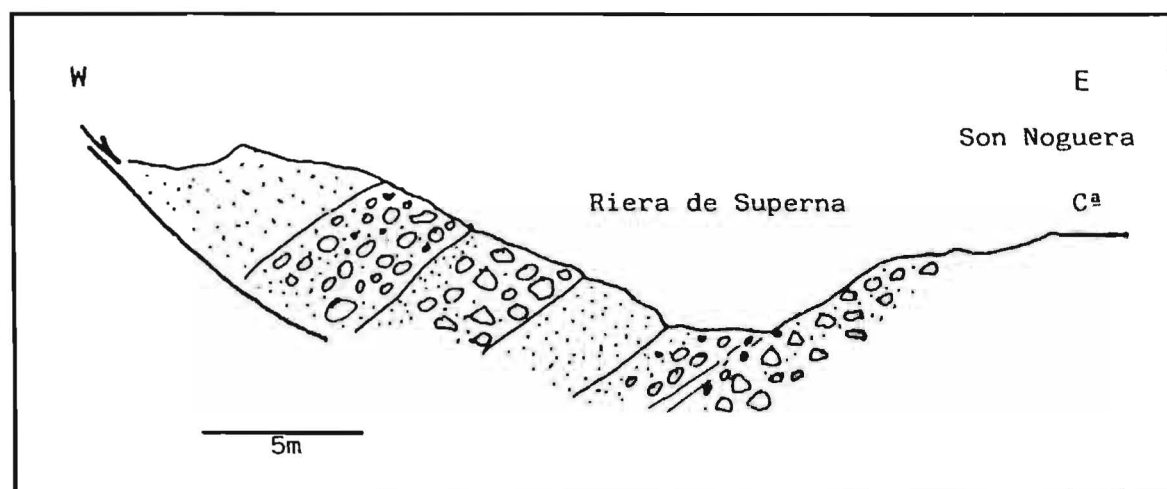


Fig. II.41 Depósitos miocenos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm en la Riera de Superna, al W de Son Noguera.

Son Fava-Es Piconar

Al NE de la villa de Puigpunyent se eleva una colina de cumbre más o menos plana (Es Piconar, Puig d'es Meló, Sa Rota Vella) en la que se asienta la posesión de Son Fava. Tanto la vertiente S como la W de dicha elevación están formadas por facies conglomerático-areniscosas, mientras que en su techo afloran retazos de margas y calcarenitas de la Formación Turbidítica de Banyalbufar. En la vertiente E afloran calizas y dolomías mesozoicas.

Todo este conjunto, que fue interpretado por RODRIGUEZ-PEREA (1981) como depósitos conglomeráticos progradantes hacia el Sur y formando parte de la Unidad Turbidítica ha de considerarse como materiales de la Formación Calcarenítica de Sant Elm. Recubren un basamento mesozoico cuya posición estructural no está determinada, y probablemente se hallan plegados, al igual que la Formación Turbidítica

de Banyalbufar que los recubre (RODRIGUEZ-PEREA, 1981, p. 100). Están formados por conglomerados, microconglomerados y calcarenitas, con cantos y granos subredondeados polimícticos, cantos-soportando, con escasa matriz y muy escasos bioclastos (alguna Amphistegina y algún Globigerínido). La macrofauna está representada por Equínidos y algún Lamelibranquio. No se observan secuencias definidas, ni estructuras sedimentarias.

Son Serralta (Puigpunyent)

Al ESE de Puigpunyent, entre Es Puig dels Roures y Son Serralta se observan retazos de conglomerados bien rodados, sobre los que en Son Serralta se intercalan calcarenitas rosadas. Presentan cantos volcánicos, son heterométricos (cantos hasta 70 cm) y la matriz es una calcarenita rojiza con cuarzos (bastante monocristalinos) y granos volcánicos (basaltos). No se observan bioclastos.

Puig de Son Roca

Al igual que sucedía en Es Piconar-Son Fava, la colina del Puig de Son Roca (Al E de Puigpunyent) es una elevación formada por materiales mesozoicos que en su techo soporta conglomerados y calcarenitas de la Formación Calcarenítica de Sant Elm. Estructuralmente el mesozoico de su base cabalga parte de los materiales turbidíticos de la ventana tectónica de Puigpunyent, pero a la vez los depósitos margosos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar de su techo están cabalgados por la Lame de Ca Na Lluisa y posiblemente se dispone en una estructura sinclinal tumbada vergente hacia el NW.

Los materiales de la Formación Calcarenítica de Sant Elm, que afloran en su techo, están formados por conglomerados subredondeados y calcarenitas.

Son Cotoner

Al N del km 8'6 de la carretera Palma-Puigpunyent se encuentran las canteras de Son Cotoner, en las que afloran depósitos atribuibles a la Formación Calcarenítica de Sant Elm. Su base está tapada por campos de cultivo, mientras que a su techo se sitúan depósitos turbidíticos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar. Están formados por conglomerados polimícticos y heterométricos bien redondeados; presentan cantos volcánicos, dolomíticos y calcáreos, con textura cantos-soportando y matriz calcarenítica. Sobre ellos se sitúan calcarenitas oscuras de grano fino conteniendo hasta un 30 % de bioclastos. Los litoclastos son predominantemente micríticos aunque también presentan granos de cuarzo (2 %) opacos y glauconita. En los bioclastos predominan las Heterostegina y se hallan presentes fragmentos de Moluscos, Briozoos, y Foraminíferos bentónicos y planctónicos.

Es Verger

En la base de los sedimentos miocenos que afloran en la ventana tectónica de Es Verger (de posición estructural equivalente a la de Puigpunyent) pueden observarse también conglomerados y calcarenitas atribuibles a la Formación Calcarenítica de Sant Elm. Son conglomerados heterométricos y polimícticos y calcarenitas con macrofauna de Equínidos y estratificación paralela. La calidad de afloramiento no ha permitido una mayor precisión.

Lame de Ca Na Lluisa

En la ventana tectónica de Puigpunyent puede definirse una escama tectónica secundaria que se sitúa entre los depósitos miocenos del techo de la Serie I de FALLOT y la base de la Serie II. Esta escama que ha sido denominada por

FALLOT (1922) la Lame de Ca Na Lluisa aflora en la vertiente Sur del macizo de Es Ram (borde NE de la ventana de Puigpunyent) y puede seguirse desde la Serra d'Es Canyar al E hasta Son Fava al W. En buena parte está formada por brechas monogénicas de textura olistostrómica, atribuidas por RODRIGUEZ-PEREA (1981) a la Unidad Gravitacional definida por el mismo autor, y cabalgan sobre el Mioceno de Puigpunyent. En su base presentan lentejones de facies Keuper y algunos niveles estratificados mientras que a techo soportan depósitos miocenos, cuya presencia invalida en parte, la interpretación que RODRIGUEZ-PEREA (1981) les atribuyó.

Dichos depósitos miocenos son atribuibles en su práctica totalidad a la Formación Calcarenítica de Sant Elm y están formados por conglomerados, microconglomerados y calcarenitas con macrofauna de Lamelibranquios y Equínidos. Los conglomerados y microconglomerados están bien rodados, son de tamaños modales centimétricos y están bien clasificados; sus litologías predominantes son micritas y dolsparitas, presentan fragmentos de Moluscos y Rotálidos, la matriz es escasa, y están recristalizados por cemento esparítico; la textura es cantos-soportando. Las calcarenitas presentan un mayor contenido en bioclastos (hasta un 25 %) formados por Amphistegina, Heterostegina y fragmentos de Rodofíceas, Briozoos y Moluscos; los litoclastos más frecuentes son granos de calizas micríticas y dolsparitas; la matriz es escasa y la recristalización importante. Localmente en la base de los depósitos miocenos puede observarse el relleno por dichos sedimentos de una carstificación fisural.

Interpretación de los depósitos de Puigpunyent

Del conjunto de depósitos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar del área de Puigpunyent puede deducirse la presencia de dos facies diferenciadas. Una, basal, está formada por conglomerados bien rodados con matriz calcarenítica y otra, superior, calcarenítica, con más

o menos porcentaje de bioclastos. Localmente los conglomerados basales pueden organizarse en secuencias brechas-conglomerados-calcarenitas (Son Noguera). Corresponden todos ellos al avance transgresivo del mar mioceno que retrabaja profundamente todos los aportes terrígenos que la erosión de los relieves próximos proporciona. Sólo localmente se producen aportes más importantes o catastróficos que logran incorporarse al registro fósil eludiendo la acción del oleaje en forma de las secuencias granodecrecientes explicitadas en Son Noguera.

En los niveles superiores se incorporan a los depósitos calcareníticos, ya más distales, los primeros restos de fauna, colonizadores de estos habitat arenosos. Se trata de Equínidos y Lamelibranquios acompañados por la siempre presente Amphistegina y Heterostegina. No se observan sedimentos de áreas restringidas ni profundas y la paleodirección sedimentaria no puede ser definida únicamente por medio de estos afloramientos. Los aportes detríticos son importantes (m) mientras la paleopendiente es escasa (l). Se trataría, pues, de ambientes de alta energía Y (m/l).

AFLORAMIENTOS DE ESPORLES.

En ambas vertientes del valle de Esporles, al Norte de la villa de igual nombre, afloran sedimentos miocenos atribuibles a la Formación Calcarenítica de Sant Elm. Estructuralmente se sitúan sobre el basamento mesozoico de la I Serie tectónica de FALLOT (1922). Los afloramientos presentan únicamente facies conglomeráticas de carácter masivo y están limitadas por fracturas subverticales posiblemente recientes (ver cartografía de ALVARO et al., en prensa). Dichas fracturas, de direcciones 090 y 165, permiten no obstante, observar el tránsito de los materiales mesozoicos a los niveles brechados sobre los que se sitúan los afloramientos miocenos.

Al W de Esporles en la Urbanización Son Trías pueden observarse cuerpos conglomeráticos, de geometría lenticular y tamaño decimétrico que lateralmente gradan a calcarenitas. Los conglomerados son heterométricos y polimícticos, subredondados y de tamaño modal de 4 y 1 cm, la matriz es calcarenítica de grano medio y la textura es cantos-soportando.

Al N de Esporles en el Camino hacia Son Dameto puede observarse el tránsito entre los niveles de brechas que recubren el basamento de dolomías mesozoicas y los niveles microconglomeráticos y calcareníticos miocenos (fig. II.43). Los sedimentos calcareníticos se infiltran sobre los depósitos brechados, que localmente pueden adquirir potencias considerables. En un sondeo para prospección de agua efectuado en Son Dameto se han perforado más de 100 m de materiales brechados, frecuentemente subredondados y con intercalaciones de arcillas y limos rojos, sin alcanzar el basamento mesozoico.

La calidad de los afloramientos miocenos no permite levantar perfiles estratigráficos ni establecer mayores interpretaciones sedimentológicas.

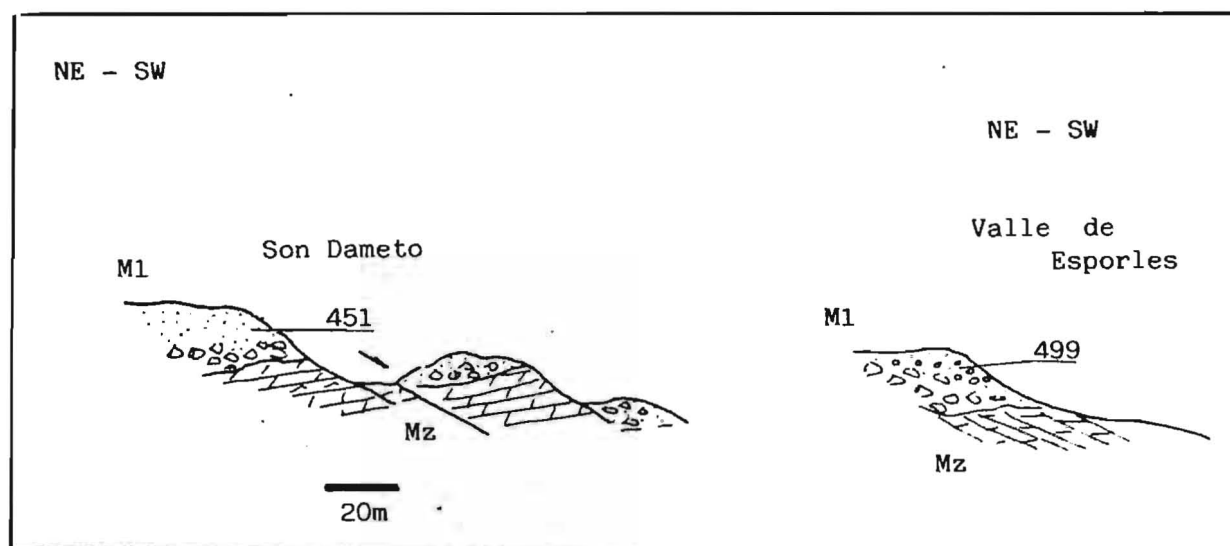


Fig. II.43 Afloramientos miocenos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm al W de Esporles. Mz: Mesozoico indiferenciado; M1: Formación Calcarenítica de Sant Elm.

INTERPRETACION DE LOS AFLORAMIENTOS DEL SECTOR BANYALBU- FAR - PUIGPUNYENT.

En la interpretación de los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm en el sector Banyalbufar-Puigpunyent hemos de distinguir dos áreas diferenciadas: Al N del sector se encuentran los afloramientos de Banyalbufar y Es Port d'Es Canonge que en su techo registran sedimentos de una cierta profundidad y que podrían determinar la existencia de una cierta paleopendiente. En el resto del sector se suceden monótonamente las secuencias conglomerático-calcareníticas más o menos proximales.

Determinar las paleodirecciones sedimentarias es complejo ya que las diversas sucesiones verticales son más o menos semejantes. Es posible sugerir un área de mayor profundidad hacia el norte y quizás una proximidad a áreas emergidas hacia el E ó ESE. No obstante, hay que referir estas afirmaciones a la visión global de los sectores próximos (fig. II.44).

De cualquier forma la mayoría de los depósitos configuran un área de baja paleopendiente en la que el episodio transgresivo no tenía excesivos problemas para retrabajar los moderados aportes terrígenos que le llegaban. Las condiciones paleoclimáticas cálidas se registran por la presencia de Corales Hermatípicos a techo de las asociaciones de mayor profundidad y menores terrígenos (Banyalbufar). El nivel de energía continúa elevado excepto para los niveles superiores de los afloramientos de Es Port d'Es Canonge donde los materiales se depositan por debajo del nivel de base del oleaje normal y sólo eran retrabajados en condiciones excepcionales. Es también en este punto el único lugar del sector en que se registran facies protegidas de baja energía.

Es posible pues atribuir a este sector un ámbito CHLOROZOAN (LEES, 1975) con niveles energéticos Y, X y Z en el afloramiento de Es Port d'Es Canonge, Y distal en Banyalbufar e Y en el resto de afloramientos (IRWIN, 1965). Las paleopendientes son bajas excepto en el afloramiento de Banyalbufar y los aportes terrígenos moderados. Hemos de destacar también aquí los indicios de una etapa erosiva ligada probablemente a una regresión posterior a la sedimentación de esta unidad (ver afloramientos de Banyalbufar y Es Port d'Es Canonge).

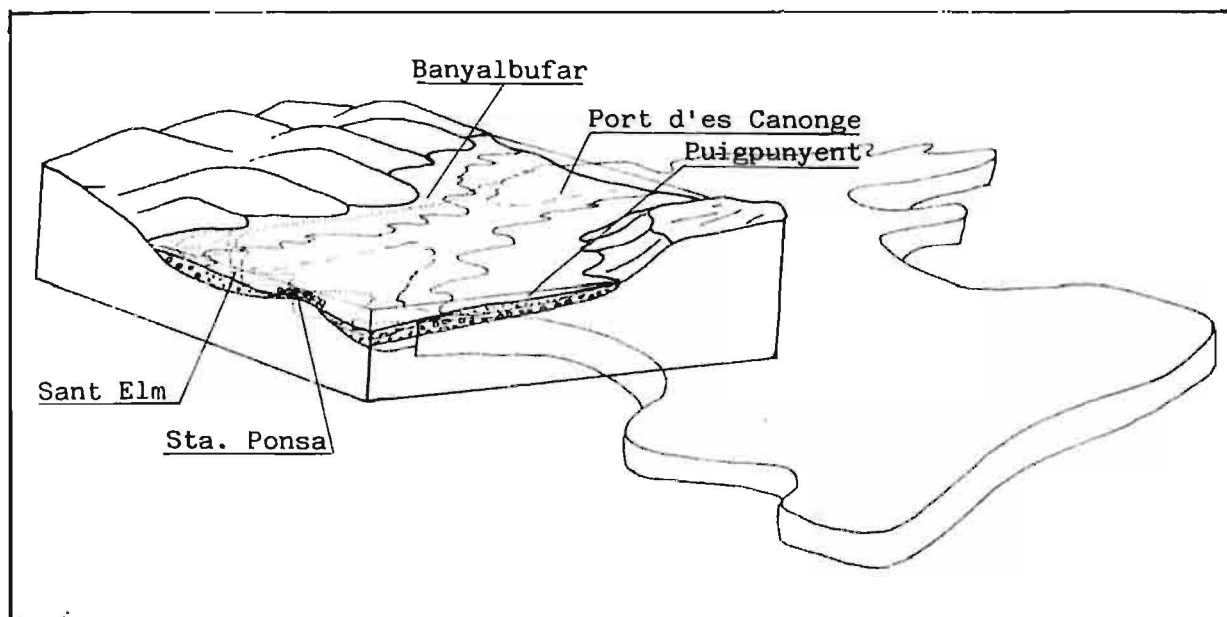


Fig. II.44 Reconstrucción paleogeográfica y distribución de las asociaciones de facies de la Formación Calcarenítica de Sant Elm en los Sectores I y II (SW y Banyalbufar-Puigpunyent)

SECTOR III. DEIA - ES TEIX.

Se describen e interpretan en el Sector III los depósitos miocenos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm situados en el techo de la Serie I de FALLOT (1922) que afloran entre Valldemossa y Sóller, agrupados en las siguientes áreas: Valldemossa, Son Marroig-Deià, Lluc Alcari y Es Recó d'Es Gall.

También se describen los sedimentos de Es Teix y Pastoritx que se sitúan estructuralmente sobre la II Serie de escamas de FALLOT (1922).

AFLORAMIENTOS DE VALLDEMOSSA.

Antecedentes:

FALLOT (1922) describe los afloramientos miocenos que corta la carretera al Port de Valldemossa en las proximidades de Son Mas. Están formados de base a techo por:

- 8 a 10 m de brechas dudosas.
- 15 m de calizas sacaroideas.
- 3 a 4 m de calizas blancas con Lithothamnium del Neógeno.

Se asientan sobre dolomías brechoides de edad, según FALLOT, sin duda liásica. Las capas de brechas y de calizas sacaroideas no son atribuidas a edad alguna.

COLOM (1946) cita de forma genérica la presencia de pequeñas formaciones coralinas entre Deià y Estellencs.

ALVARO et al. (en prensa) no diferencian cartográficamente estos depósitos de las brechas sobre las que en muchos casos se asientan. Pertenecen según estos autores a la Unidad tectónica de George Sand-La Calobra y en la bajada al Port de Valldemossa los describen formados por brechas rojizas en la base, calizas zoógenas blancas, conglomerados, calcarenitas y brechas poligénicas.

Estructura:

Los depósitos miocenos de Valldemossa se disponen ligeramente hacia el SE a techo de la I Serie tectónica de FALLOT (1922). ALVARO et al. (en prensa) los atribuyen a la Unidad II George Sand-La Calobra.

Están afectados por fallas recientes que pueden complicar su observación, de forma que en el área del Camino al Port de Valldemossa, donde se ha podido medir una serie representativa, presentan geometría canaliforme, cuya observación requiere cierta perspectiva (fig. II.45).

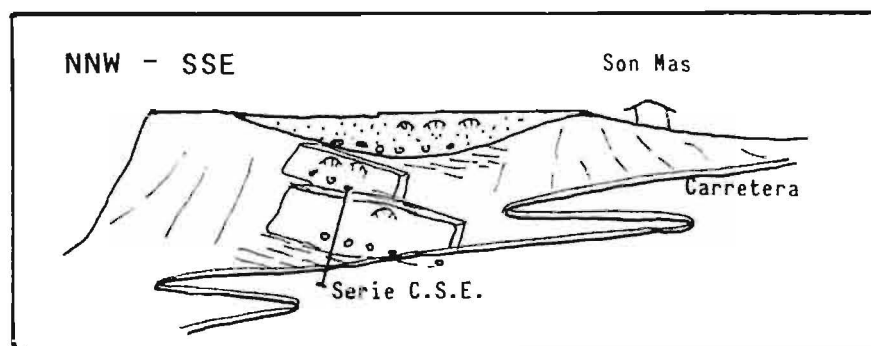


Fig. II.45 Situación de la Serie C.S.E.-3 en la carretera de Valldemossa a Es Port de Valldemossa. Obsérvese la geometría canaliforme de los depósitos.

Descripción:

La accidentada topografía de los cortes de estos depósitos no permite estudiar los materiales "in situ" por lo que se ha procedido a levantar una serie (CSE-3) sobre un bloque de considerable tamaño que, desplazado de su posición original (ver fig. II.45), aflora en la carretera al Port de Valldemossa.

Se sitúan sobre las brechas de edad incierta que constituyen la Unidad de Brechas de Valldemossa y presentan en su base un tramo inferior de 13 m de potencia formado por brechas y lutitas rojas atribuibles a la Unidad Roja Inferior, los cantos son subangulosos (tamaño modal 5 cm) y subredondeados (tamaño modal 40 cm), heterométricos, cantos-soportando, la matriz está formada por limolitas y argilitas rojas con caliches. Se organiza en secuencias

SERIE N° CSE . 3				NAME : PORT DE VALLDEMOSSA											
SAMPLE	THICKNESS	LITHOLOGY	STRUCTURES	COLOUR	TEXTURE			CEMENT	% POROSITY	COMPONENTS			ENVIRONMENT	OBSERVATIONS	
					CLASTIC					CLASTIC					
					clay	silt	sand grav.								
					CARBONATES			CARBONATES							
					redst.	black.	grain.	float.	redst.	binds.	buffl.	trans.			
					25	50 ± MATRIX									
					75										

de difícil caracterización, geometría lenticular y gran variabilidad. Presenta deformación por esquistosidad.

Sobre el tramo inferior se sitúa un tramo superior que alcanza 18 m de potencia y se asienta sobre un nivel de transición, con coloración rojiza, Ostreas, cantos perforados y matriz lutítica roja. Hay en él fragmentos de wacke-stones que contienen bioclastos de Corales (Poritidos) y fauna asociada (Bivalvos, Algas, etc.) y presenta importante deformación por esquistosidad; su potencia no sobrepasa el metro. El tramo superior, de 17 m de potencia, está formado por wacke-stones y frame-stones con cantos. Los wacke-stones presentan fragmentos de Lamelibranquios y Rodofíceas, intraclastos, Foraminíferos y espículas de Esponjas. Los frame-stones son predominantemente de Poritidos. Los cantos se sitúan dispersos en todo el tramo, aunque localmente forman bolsadas que coexisten con las bioconstrucciones. Los terrígenos disminuyen a techo de la secuencia.

Interpretación:

La secuencia descrita representa el tránsito de sedimentos atribuibles a abanicos aluviales a depósitos arrecifales. Sobre el tramo inferior claramente continental se desarrollan, en un régimen de alta energía, bioconstrucciones arrecifales de hábitos incrustantes y diversidad específica reducida al género Porites. La persistencia de los aportes detríticos en un área con importante paleorrelieve no impide el desarrollo arrecifal ya que sólo los elementos terrígenos mayores quedan atrapados en el edificio bioconstruido; no obstante, limita su madurez, ya que en tales condiciones sólo los taxones más resistentes son capaces de progresar. La coexistencia de elementos terrígenos gruesos y construcciones arrecifales se demuestra no sólo en el afloramiento descrito en la carretera al Port de Valldemossa, sino que viene confirmada a lo largo de los afloramientos que se describen a continua-

ción (Son Marroig-Binis). La textura subredondeada de los cantos induce a suponer un retrabajamiento litoral previo, por lo que es posible la existencia de un área litoral hacia tierra de la bioconstrucción arrecifal. No obstante, su tamaño ha de ser limitado y ha de estar relativamente poco protegida para permitir la acción del oleaje sobre los clastos.

AFLORAMIENTOS DE SON MARROIG - DEIA.

Antecedentes:

DARDER (1914) cartografía los sedimentos miocenos de Deià y describe su prolongación hacia Son Marroig al SW y hacia Muleta al NE.

FALLOT (1922) contempla la banda miocena que desde Son Valentí (Port d'Es Canonge) se sigue hasta Deià y describe un corte de los depósitos miocenos de Son Marroig. Están formados por:

- 8 m de calizas detríticas con grandes Ostreas.
- 4 m de margas areniscosas.
- 25 m de alternancia de margas areniscosas y areniscas.
- 2 m de areniscas densas.
- 5 m de margas arenosas.

Pertenecen a la Formación Calcarenítica de Sant Elm los 8 m de calizas detríticas basales, mientras que el resto puede atribuirse a la Formación Turbidítica de Banyalbufar. Se sitúan sobre calcáreas masivas del Lías pertenecientes a la Serie I y se hallan cabalgadas por el Triásico que presenta facies dolomíticas con fucoides. FALLOT cita una lista de la macrofauna presente en estos depósitos, sin distinguir el nivel en que se encuentra; está formada por Bivalvos, Ostreas y sobre todo Equinoideos (7 especies de Clypeaster). Permiten, según FALLOT, atribuir los depósitos al Burdigaliense gracias al Pecten convexior y denotan la ausencia de los miembros superiores al no presentar Chlamys praescabrisculus. En los niveles más altos (margas areniscosas) encuentra fauna de pequeños Gasterópodos blancos y Lucinas rotas; se trata de:

<u>Lucina</u> sp.	<u>Natica helicina</u> BROCC.
<u>Corbula gibba</u> OLIVI	<u>Triton</u> sp.
<u>Corbula carinata</u> DUJ.	<u>Turritella turris</u> BAST. var.
<u>Ringicula buccinea</u> DESH.	

comparables a las descritas en la ladera N del Puig Major.

Al NE de la Cala de S'Estaca FALLOT describe una nueva serie mesozoica coronada por un Mioceno formado por:

- 10 m de pudingas.
- 50 m de areniscas, margas areniscosas y bancos calcáreos.
- pudingas.

La reinterpretación estructural que se describe seguidamente permite atribuir estos niveles superiores a la Formación Calcarenítica de Sant Elm.

En Na Foradada reconoce, en contra de la posición de DARDER (1914), brechas y conglomerados atribuibles con grandes posibilidades al Mioceno. En el Camino de Son Marroig a Na Foradada describe el autor francés un nuevo afloramiento mioceno a media pendiente, aunque la falta de observaciones laterales le impide situar una nueva escama tectónica.

COLOM (1968 y 1975) en su estudio del Burdigaliense parálico de la ladera Norte del Puig Major propone la existencia de depósitos similares a lo largo de la Sierra y cita como ejemplo el Burdigaliense inferior lacustre que aflora junto a las casas del Predio de Son Marroig, en los estratos inferiores de la serie Burdigaliense.

COLOM y RANGHEARD (1973) describen un corte geológico en Son Marroig en el que sitúan 150 m de sedimentos miocenos (calizas, margas, microbrechas y pudingas) confirmando las descripciones de FALLOT (1922); el estudio de la microfau- na proporciona una edad Burdigaliense. Reconocen, además, la similitud de facies entre los niveles basales miocenos de Son Marroig y los del extremo de Na Foradada.

Estructura:

El Mioceno de la Formación Calcarenítica de Sant Elm se dispone monoclinamente desde el Camino de Es Port de Valldemossa a Deià, en el techo de la Serie I de FALLOT, buzando hacia el SE, y en forma de dos escamas tectónicas. La inferior soporta los depósitos margosos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar, mientras que la superior se sitúa bien directamente sobre las margas miocenas de la inferior, bien sobre una pequeña cuña mesozoica y a su vez se encuentra cabalgada por el Mesozoico de la base de Es Teix.

Estas dos escamas se resuelven lateralmente de forma desigual, al ENE se continúan hacia Deià, donde se resuelven en tres escamas mediante la duplicación de la superior, hacia el SW lo hacen en una sola (Ca'n Costa-Son Mas). Hay que señalar, no obstante, la dificultad de observación entre Son Galcerán y Es Pouet.

El Mioceno del Camino de Na Foradada y el de Na Foradada no representan más que desplazamientos verticales recientes y el problema que plantea FALLOT (1922) sobre su diversidad de facies debe referirse a la falta (por erosión) de los niveles superiores del Mioceno de Na Foradada y la variación del tipo de depósitos intrínseca a los niveles inferiores.

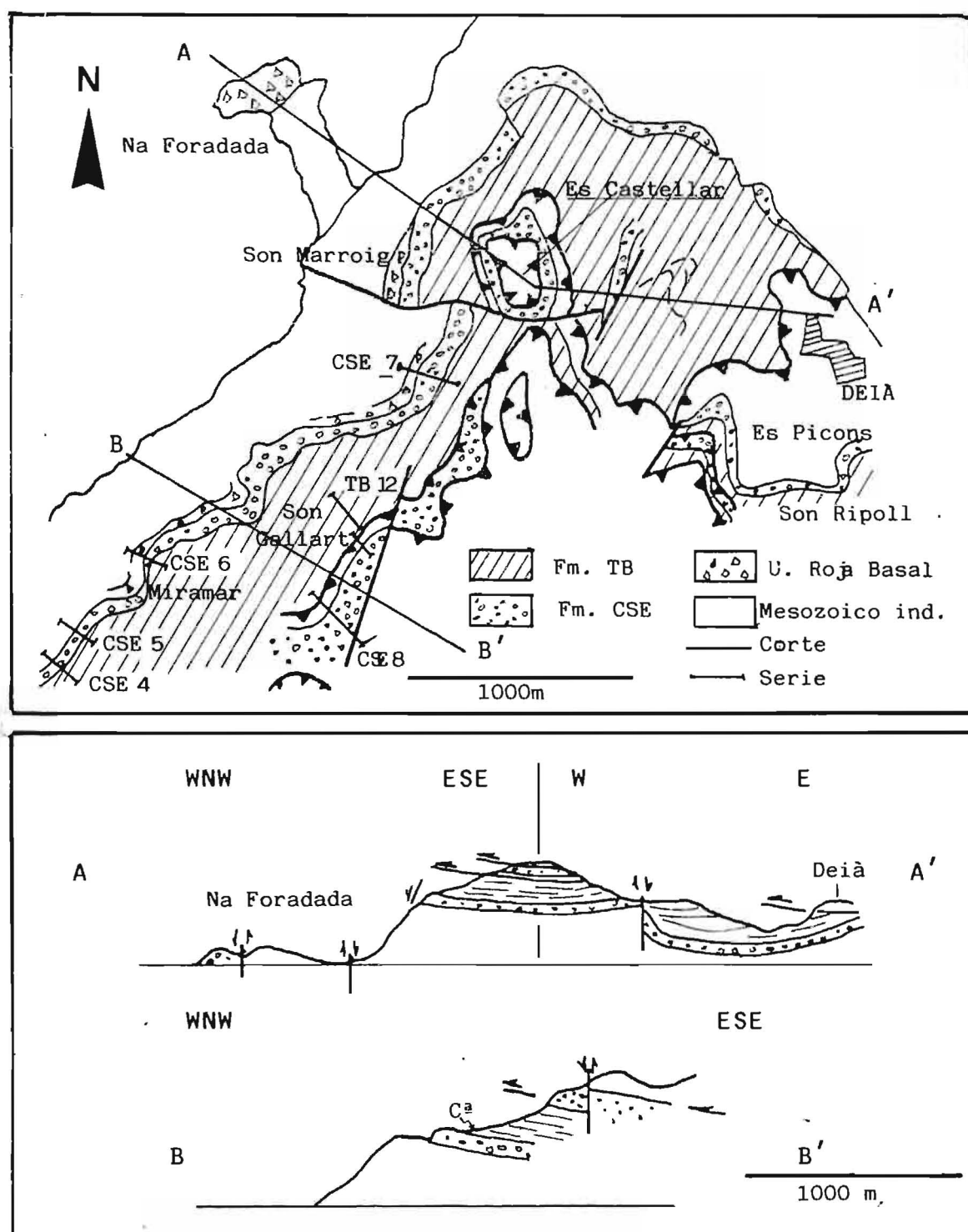


Fig. II.46 Esquema cartográfico y cortes estructurales del Mioceno del área de Son Marroig-Deià.

En el valle de Deià la Formación Calcarenítica de Sant Elm, que se mantenía subhorizontal desde el E de Es Port d'Es Canonge, a una altura topográfica de 300 m, se hunde hacia el NE hasta Sa Pedrissa (a 50 m sobre el nivel del mar) desde donde por varios accidentes asciende hasta las proximidades de la villa de Deià. Esta disposición permite la preservación de una mayor potencia de los sedimentos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar en el valle de Deià, ya que la escama superior sufre un menor descenso topográfico. Los escasos afloramientos de dicha Formación Turbidítica de Banyalbufar y su mala calidad no permiten confirmar de forma definitiva la significación sedimentaria de tal estructura.

Descripción:

La disposición estructural de los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm entre Valldemossa y Deià permite la realización de columnas seriadas entre ambas localidades, por lo que la descripción de estos afloramientos se hace a través de la descripción de tales columnas estratigráficas y de sus correlaciones. Se presta especial atención a los depósitos arrecifales de Son Marroig debido a sus caracteres mixtos terrígeno-arrecifales. La geometría de los cuerpos sedimentarios no es visible en campo al situarse todos ellos a techo del acantilado costero, cuya altura no permite su visualización desde la mar. La situación de los perfiles estratigráficos se indica en la fig. II.46.

Series de Ca Madó Pilla I y II (CSE-4-5)

Las series de Ca Madó Pilla se sitúan en el camino que desde la Carretera de Valldemossa a Deià a la altura de Ca Madó Pilla (km 68) se dirige hacia el Mirador de Ramón Llull y Miramar. La resistencia de los depósitos

de la Formación Calcarenítica de Sant Elm ha permitido crear el resalte sobre el que se orienta, unos metros por encima, la carretera citada y por el que transcurre el camino al Mirador. Los depósitos son casi inaccesibles excepto por el pequeño sendero en el que se han levantado las series.

Ambas series se orientan sobre los depósitos de la Unidad de Brechas de Valldemossa. Los depósitos miocenos marinos se sitúan sobre un tramo más o menos potente de conglomerados y brechas de la Unidad Roja Inferior. En su base son calcarenitas masivas que hacia techo se vuelven bioclásticas, estratificadas en bancos y con intercalaciones margosas. Las muestras estudiadas están formadas por pack-stones muy ricos en fragmentos de Equinoideos (placas y púas), Bivalvos, Briozoos y Foraminíferos, principalmente aporcelanados tipo Miliólidos; la matriz es micrítica.

Serie del Mirador de Ramon Llull (CSE-6)

La serie se sitúa al W de Son Miramar y al E del Mirador de Ramón Llull, sobre un pequeño sendero que desciende de Son Miramar.

En su base y sobre depósitos de brechas de la Unidad de Brechas de Valldemossa se sitúan secuencias detríticas continentales, organizadas, con bloques y cantos que evolucionan a areniscas y conglomerados también continentales, en secuencias decimétricas lenticulares y granodecrecientes que pueden atribuirse todas ellas a la Unidad Roja Inferior.

Sobre éstas se desarrolla un primer nivel arrecifal de geometría plano-cóncava cuya base está formada por pack-stones de Rodofíceas con Poritizados y cantos, en general perforados. Evoluciona en la vertical perdiendo terrígenos hasta ser inapreciables, e incorpora macrofauna de Ostreidos y en su techo Heterostegínidos. La potencia

[illegible]

[illegible]

total de este primer tramo arrecifal alcanza la decena de metros y el tránsito al nivel superior es gradual con aumento de nuevo de terrígenos.

El tramo medio de esta serie está formado por capas decimétricas de calcilutitas, margas y grain-stones con Heterostegínidos y púas y placas de Equinoideos, que en algunos casos presentan un espectacular desarrollo de cemento syntaxial esparítico.

La bioturbación se incrementa en los niveles superiores margosos, que de nuevo dan paso a un tramo arrecifal superior.

El tránsito se realiza a través de un paquete de pack-stones de espículas de Esponjas Tetractinélidas que en algunos niveles son muy numerosas y que van acompañadas por Briozoos, fragmentos de Equinoideos y Foraminíferos. Muestran laminación paralela y bioturbación.

El nivel superior, sobre el que se sitúa la Formación Turbidítica de Banyalbufar, está formado por facies arrecifales bioconstruídas con abundancia de Rodofíceas y predominando los Corales del tipo Poritidado, acompañados de algunos Ostreidos.

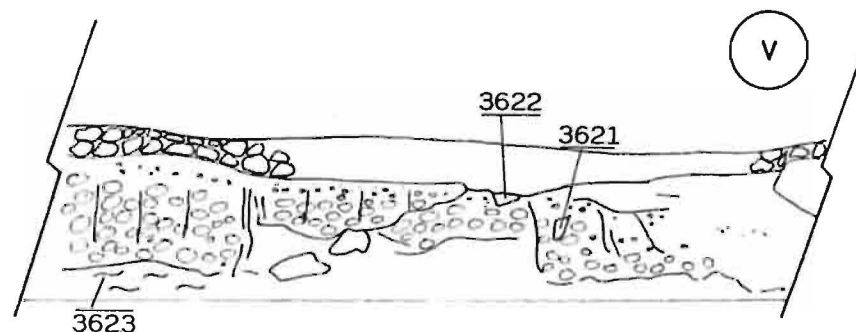
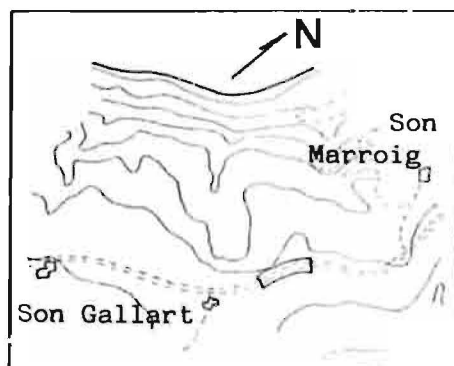
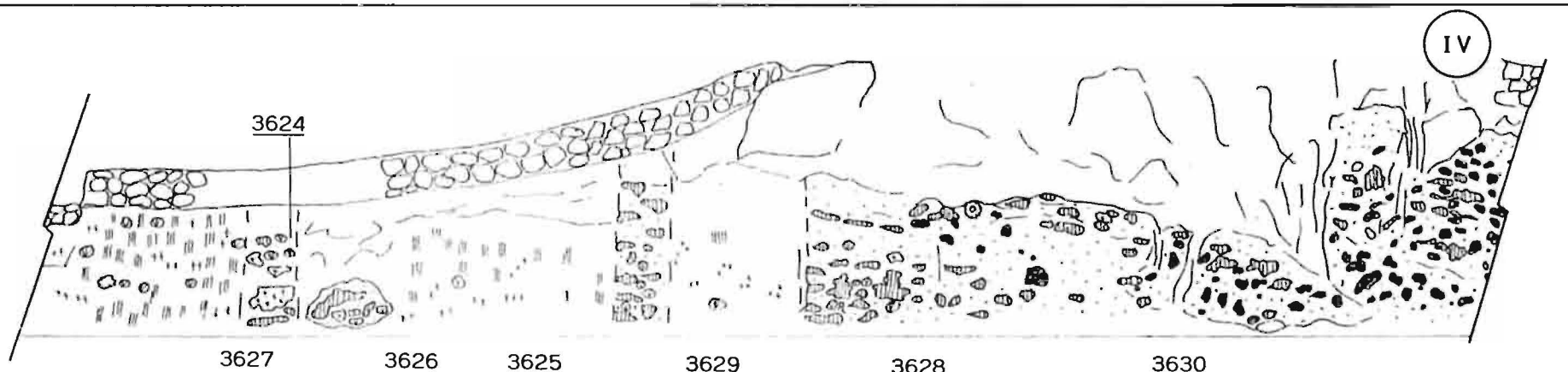
Serie de Son Marroig - I (CSE-7)

La serie de Son Marroig-I que aflora en la trinchera de la carretera Valldemossa-Deià entre Ses Cases Noves de Son Rullán y Son Marroig muestra el mayor desarrollo arrecifal de los depósitos miocenos de la Serra Nord.

En su base, que se sitúa sobre brechas de la Unidad de Brechas de Valldemossa, se encuentran depósitos detríticos continentales atribuibles a la Unidad Roja Inferior cuyo tránsito a los depósitos arrecifales se encuentra cubierto, de forma que éstos se inician ya con pack-stones de Rodofíceas



Fig. II.47 Facies arrecifales de Son Marroig. Cortes de la trinchera de la carretera de Valldemossa a Deià. Obsérvense las morfologías de los corales y su relación con los aportes terrígenos. I, II, III, IV, V: Secciones parciales.



- Poritidados (morfología aproximada)
- Astreidos (")
- Musidados
- Poritidados (sin definir morfología)
- Astreidos (")
- Tramo con observaciones morfológicas

LEYENDA

- Rodofíceas
- Briozoos
- Ostreas
- Esclerosponjas
- Rudstones basales
- Detriticos organizados
- Cantos y bloques
- Relleno pelagico de la porosidad primaria
- con perforación

y Briozoos con Porítidos y Ostreidos. Muestran morfologías predominantemente planas y entre ellos se intercala un primer nivel detrítico formado por cantos subangulosos y subredondeados de calizas y dolomías mesozoicas. Son frecuentes las Escleroesponjas, los Briozoos incrustantes, los fragmentos de Moluscos, los Foraminíferos Porcelanados y los fragmentos de Corales.

Sobre este nivel arrecifal inferior se sitúa un tramo detrítico margoso que interrumpe el crecimiento y desarrollo arrecifal. Sobre él, erosivo, se sitúa un rud-stone con cantos que forma la base del nivel arrecifal principal; los extraclastos forman un 20 % del rud-stone, mientras la matriz puede cifrarse en menos del 40 %. La naturaleza de los intraclastos es variada y presenta fragmentos de Escleroesponjas, de wacke-stones y pack-stones de Rodofíceas y Briozoos. de Poritidados, Astreidos y de Equinoideos (Clypeaster sp.).

Sobre este tramo basal de rud-stones se desarrolla un nivel detrítico organizado de cantos bien redondeados de calizas y dolomías mesozoicas con perforaciones de litófagos, presenta laminación paralela y el tamaño medio de los cantos puede cifrarse en pocos centímetros (2-5 cm). Este nivel terrígeno se acuña lateralmente y sobre él se desarrolla el segundo tramo bioconstruido que presenta ya mayor diversidad específica (Astreidos, Porítidos y Músidos), la matriz está formada por wacke-stones de Rodofíceas y Briozoos, las morfologías son planas, son frecuentes también las Escleroesponjas y pueden observarse crecimientos superpuestos (competencia ?) de Rodofíceas incrustantes, Briozoos y Porítidos. Se observa también algún rodolito.

Un tercer nivel detrítico interrumpe de nuevo el crecimiento arrecifal que sólo es continuado por los Poritidados. Los extraclastos alcanzan más del 20 %, son subangulosos y están perforados por litófagos (Esponjas, etc.). La matriz

la forma un pack-stone de Rodofíceas y Briozoos. Hay desarrollo de Rodofíceas de hábito branching y presencia de caparazones de Foraminíferos tipo Miliólido.

Un nuevo incremento en la diversificación específica de los Corales acompaña la disminución de los extraclastos. Así se desarrolla un tramo formado por Porítidos y Astreidos con morfologías planas a isométricas y Músidos con matriz calcárea formada por packstones-wackestones de Rodofíceas y Briozoos y práctica ausencia de terrígenos.

A techo de este último tramo se desarrolla un nuevo episodio detrítico que conlleva incluso bloques de dolomías oscuras y que hace aumentar de nuevo la proporción de Poritidos, cuyas morfologías se hacen ya diversificadas, isométricas y barrocas, alcanzando las colonias un considerable tamaño. No se observan más niveles sobre este último descrito. Los depósitos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar recubren frecuentemente el techo arrecifal. Los procesos diagenéticos han sido importantes en estos depósitos. Así, se observan en lámina delgada fenómenos de micritización y de recristalización del cemento esparítico que rellena gran parte de la porosidad existente. Es además notable el relleno de cavidades primarias por sedimento geopetal (interseptos de los cálices) y de cavidades secundarias (carstificación) por sedimento lutítico con Globigerínidos de origen probablemente pelágico y que afecta a todo el arrecife incluso en sus niveles inferiores.

Entre las diversas colonias de Scleractinias se han reconocido las siguientes especies:

Helliastraea mellahica

Thegioastraea aequalicosta

Agaricia batalleri

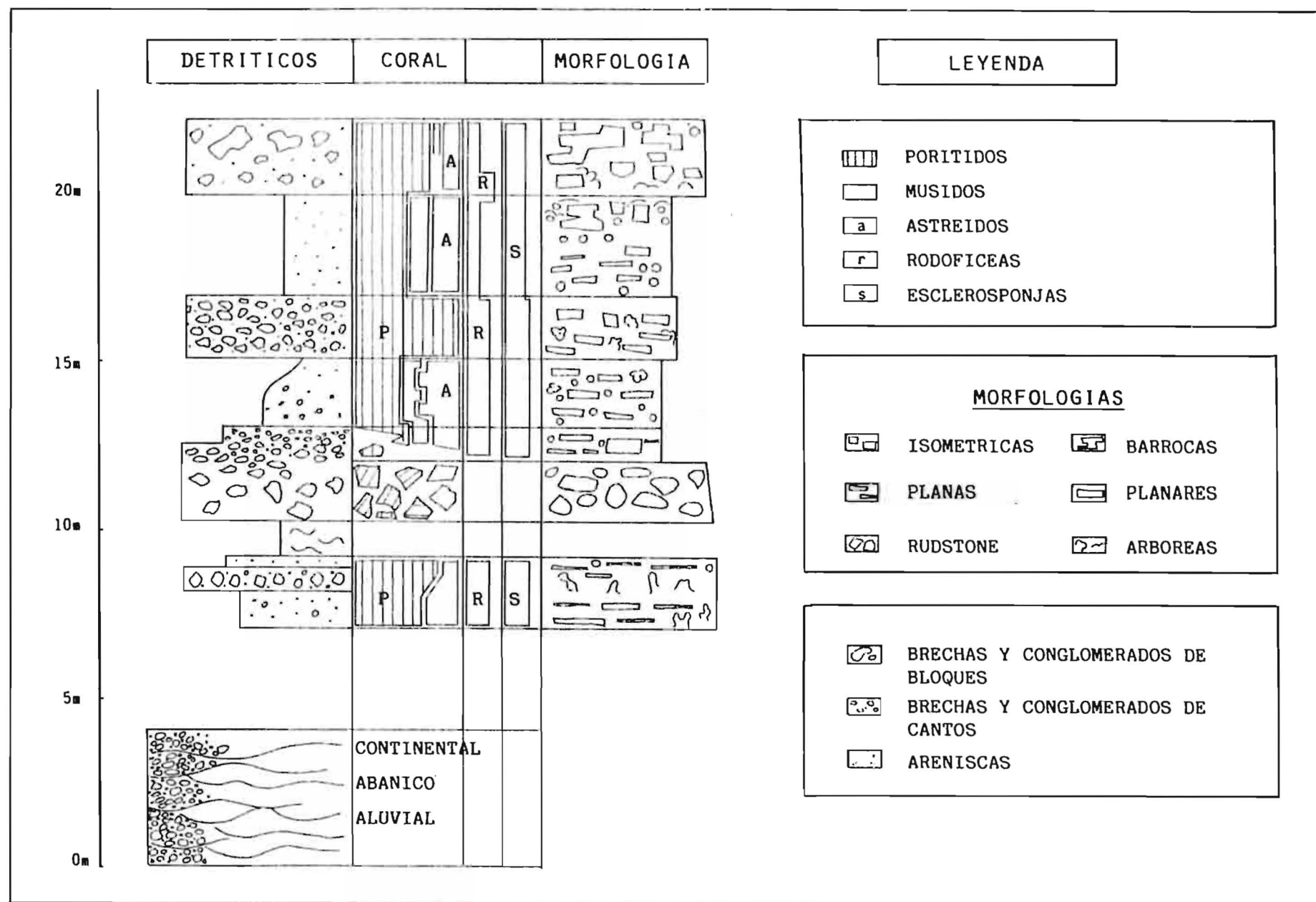


Fig. II.48 Formación Calcarenítica de Sant Elm: Facies arrecifales de Son Marroig: morfologías, grupos y distribución vertical de los Corales. Relación con los aportes terrígenos.

Mussidae

Porites colleguiana

Porites sp.

Afloramientos de Na Foradada.

Tanto en el extremo, casi insular, de Na Foradada, como en el acantilado de Son Marroig, afloran dos potentes tramos de la Unidad Roja Inferior cuya potencia y organización merecen un tratamiento diferenciado. En el extremo de Na Foradada no pueden observarse ni su base, situada bajo la mar, ni su techo, ya que está erosionado. Su potencia puede estimarse en más de 120 m y se halla en contacto por falla con las dolomías franciscanas del Triásico en facies Muschelkalk. Los depósitos se organizan en secuencias decimétricas de brechas de bloques y cantos, calcarenitas y limos calcáreos rosados con geometría lenticular. La coloración rosada puede hacerse más intensa localmente e incluso desaparecer. No hay una tendencia clara en cuanto a la granulometría y pueden encontrarse bloques, en general subredondeados tanto en la base visible como en el techo del afloramiento. La base de las secuencias suele tener un menor porcentaje de matriz que su parte media y superior lo que conlleva una mayor concentración. La matriz, limosa, presenta estructuras cilíndricas formadas por un núcleo central recristalizado esparítico y cristales fibrosos, filamentosos, dispuestos radialmente; el diámetro de estas estructuras es de 400 micras y su longitud en secciones delgadas sobrepasa los 3 mm. Las estructuras sedimentarias no permiten deducir el sentido de los aportes pero sí su dirección ya que las geometrías lenticulares de las secuencias registran aportes del SW o del NE.

Los afloramientos de la Unidad Roja Inferior del acantilado de Son Marroig se sitúan sobre depósitos de la Unidad de Brechas de Valldemossa; el contacto brusco pero claramente sedimentario y su potencia llega a los 30 m. Su organización es similar a la descrita para los depósitos de Na Foradada;

Secuencias decimétricas (centimétricas en algún caso) de cantos calcarenitas y lutitas calcáreas rosadas; los bloques aunque existentes, no son abundantes y presentan menor tamaño que los de Na Foradada. La coloración rosada de la matriz es importante en la base y disminuye hacia el techo; hay que destacar la presencia de numerosas estructuras atribuibles a Microcodium en los niveles inferiores. En la parte superior los cantos se redondean más, muestran perforaciones de litófagos y la matriz se enriquece en componentes bioclásticos hasta hacerse totalmente marina.

El tránsito a las facies superiores arrecifales es, aunque gradual, muy rápido.

Otro pequeño fragmento de depósitos miocenos aflora entre los dos descritos, en la mitad de la vertiente que desciende desde Son Marroig a Na Foradada. Su posición estructural está relacionada con la fracturación vertical responsable de la formación de la costa actual y la calidad del afloramiento no permite más precisiones sedimentológicas.

Serie de Son Gallart - I (CSE-8)

La serie de Son Gallart-I se sitúa al W de la posesión de Son Gallart, en la segunda escama tectónica (fig. II.46), por encima de los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm de Miramar y los de la Formación Turbidítica de Banyalbufar que se describen en la serie de Son Gallart-II (ver infra).

Constituyendo la base de la escama afloran brechas pertenecientes probablemente a la Unidad de Brechas de Valldemossa. El tramo inferior de la serie se encuentra cubierto aunque lateralmente equivale a calcarenitas y conglomerados en capas decimétricas con tonalidades rojizas y abundantes granos de origen volcánico. Los cantos están bien rodados, son heterométricos, de unos 15 cm de diámetro

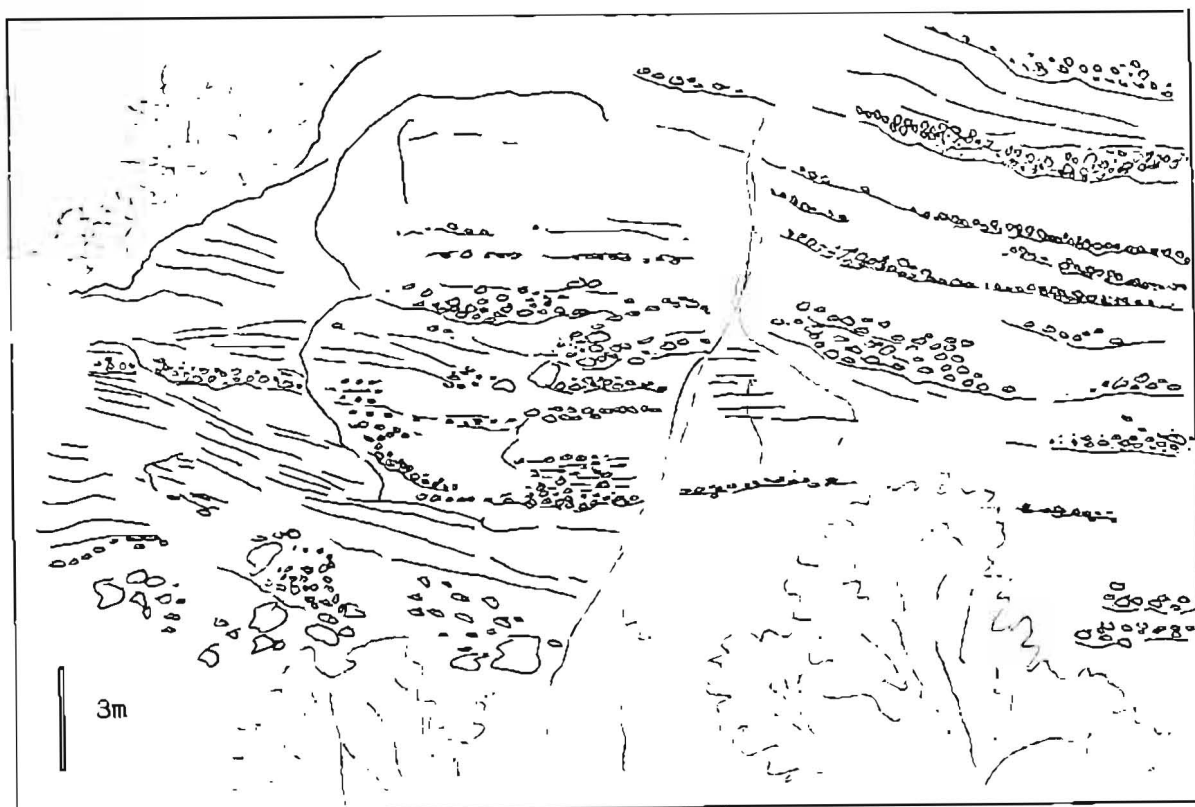


Fig. II.49 Facies de brechas, conglomerados y calcarenitas (tramos en blanco) de la Formación Calcarenítica de Sant Elm (Unidad Roja Inferior) en el acantilado de Son Marroig (dibujo sobre foto).

máximo, y presentan perforaciones de litófagos; los clastos más pequeños pueden ser subangulosos e incluso angulosos. Las calcarenitas están bien clasificadas, prácticamente sin bioclastos y con altos porcentajes de opacos (6 %) y granos de origen volcánico (4 %); los cuarzos (4 %) son probablemente también de origen volcánico ya que se presentan ideomorfos con numerosas inclusiones; los litoclas-

tos predominantes son los fragmentos de rocas carbonatadas (60 %) de los que un 10 % corresponden a dolmicritas. El cemento es esparítico y bastantes granos presentan una cubierta micrítica.

El tramo medio y superior está formado por calcarenitas en secuencias decimétricas, alguna métrica, granodecrecientes y algunas con microconglomerados en la base. La composición de las calcarenitas se hace más bioclástica en la vertical, de forma que en los últimos ciclos se observan fragmentos de macrofauna. Los litoclastos alcanzan en estas últimas capas el 50 % (5 % de cuarzo, 7 % opacos, 38 % de litoclastos carbonatados) mientras que los bioclastos están formados por placas de Equínidos y Foraminíferos, entre los que predominan los Porcelanados (tipo Miliólido).

Afloramientos de Es Castellàs.

Se sitúan al E y SE de son Marroig y pertenecen a la segunda y cuarta escama estructural (fig. II.46). La topografía accidentada no ha permitido levantar una serie estratigráfica, no obstante hay que evidenciar su composición predominantemente conglomerática y calcarenítica. Los cantos son de heterométricos a homométricos, polimícticos y pueden alcanzar tamaños métricos; su textura es de subredondeada a redondeada.

Afloramientos de Es Picons.

Los depósitos de Es Picons y Son Ripoll, al S de Deià, constituyen la continuación lateral hacia el SE de los afloramientos de Es Castellàs (ver supra) y como aquellos, están fundamentalmente formados por conglomerados y calcarenitas con cantos. Estructuralmente forman una doble escama que hacia el E se resuelve en un solo sonclinal desapareciendo la barra conglomerática superior por medio de una estructura probablemente del tipo tip point (ELLIOT, 1976).

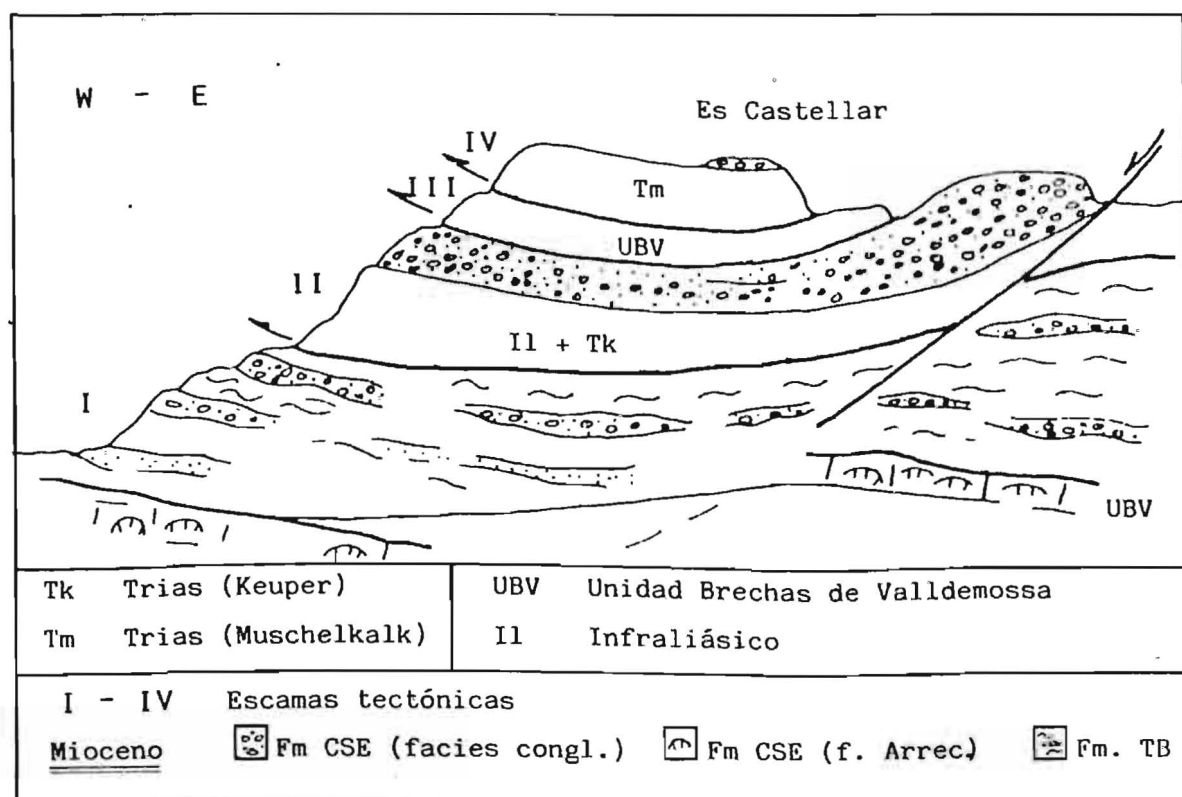


Fig. II.50 Corte estructural de los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm y de la Formación Turbidítica de Banyalbufar en Es Castellar (Son Marroig-Deià).

Están formados por secuencias masivas de conglomerados bien rodados, microconglomerados y calcarenitas que presentan bioclastos entre los que se reconocen fragmentos de Briozoos, Escleroesponjas, Rodofíceas, Moluscos y de Foraminíferos del tipo Amphistegina, Heterostegina y Globigerínidos; los litoclastos están formados por fragmentos de calizas micríticas, de dolomías y de cuarzo (hasta el 4 %) y volcánicos; la matriz puede ser abundante (hasta el 40 %) y el cemento es predominantemente esparítico.

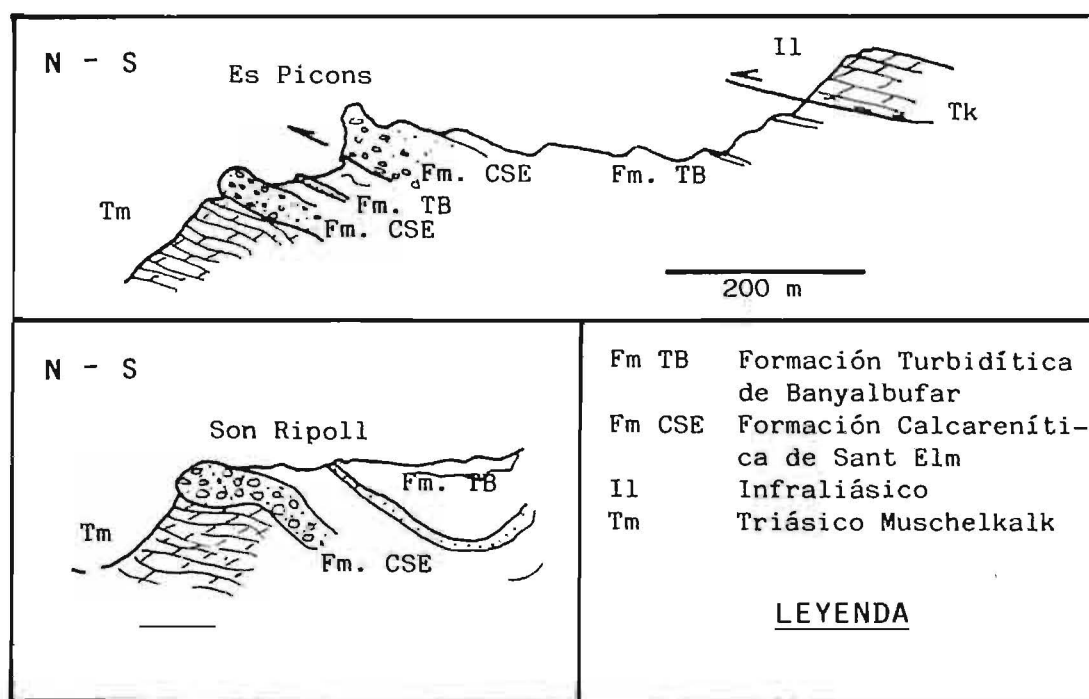


Fig. II.51 Cortes del Mioceno de Els Picones-Son Ripoll.

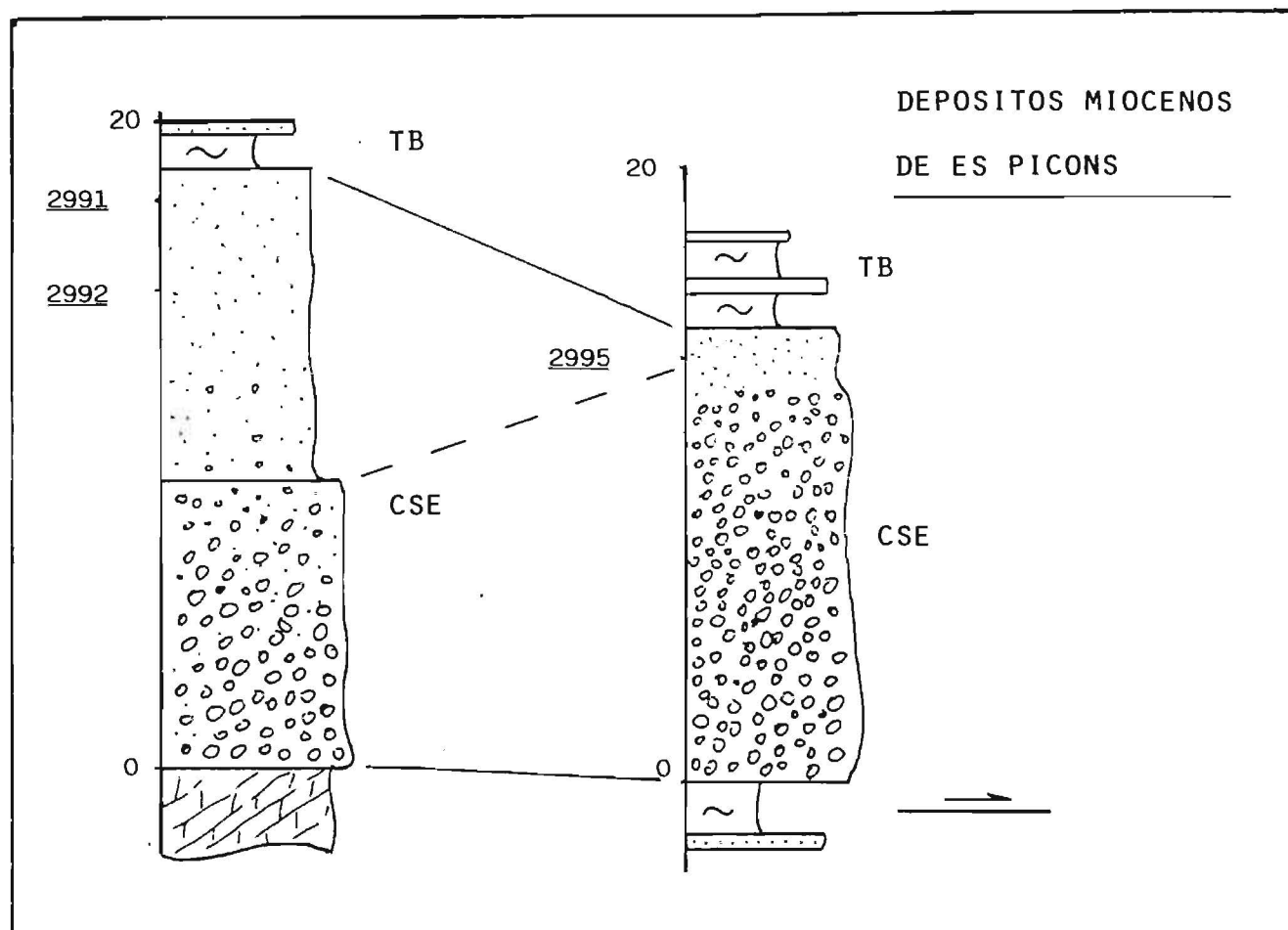


Fig. II.52 Secuencias estratigráficas de los sedimentos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm en Els Picones (Deià).

Interpretación de los sedimentos miocenos del área de Son Marroig - Deià

Tres asociaciones de facies caracterizan los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm en el área de Son Marroig-Deià:

Depósitos continentales, facies arrecifales y sedimentos conglomerático-calcareníticos.

Los depósitos continentales se sitúan en la base de las secuencias miocenas de la escama tectónica inferior y se interpretan depositados por abanicos aluviales. A techo de estos materiales se observa un tránsito gradual, aunque rápido, a sedimentos marinos por lo que puede interpretarse que con la evolución transgresiva los abanicos aluviales pasaban frontalmente a fan-deltas. Las características de estos sistemas de abanicos permiten inferir paleodirecciones NE-SW sin precisar el sentido y su textura les caracteriza como ortoconglomerados (facies D de BLUCK, 1967). Vendrían producidos por stream flood (DAVIS, 1938) múltiples en áreas proximales con ausencia de areniscas masivas. Sus dimensiones son reducidas y sus depósitos alcanzan el centenar de metros de potencia máxima.

Las facies arrecifales se encuentran situadas también en la escama tectónica inferior sobre los sedimentos continentales retrabajados (fig. II.53). Se caracterizan principalmente por la coexistencia del crecimiento arrecifal con aportes terrígenos (fig. II.48). El efecto de estos aportes se registra por la pérdida de diversidad específica de los Corales.

Fundamentalmente son los Poritidos el grupo más resistente al influjo terrígeno. La correlación de los perfiles estratigráficos efectuados permite observar la

presencia de dos episodios arrecifales separados por depósitos lutíticos que contienen fauna de cierta profundida (Espiculitas). La interpretación de estos dos episodios arroja dos posibilidades: la primera es de carácter local e implicaría la existencia de un hundimiento relativo del área arrecifal que quedaría entonces por debajo de su nivel de crecimiento óptimo y sería recubierta por los sedimentos terrígenos más finos de los que antes establecía al situarse en niveles energéticos superiores. La segunda posibilidad

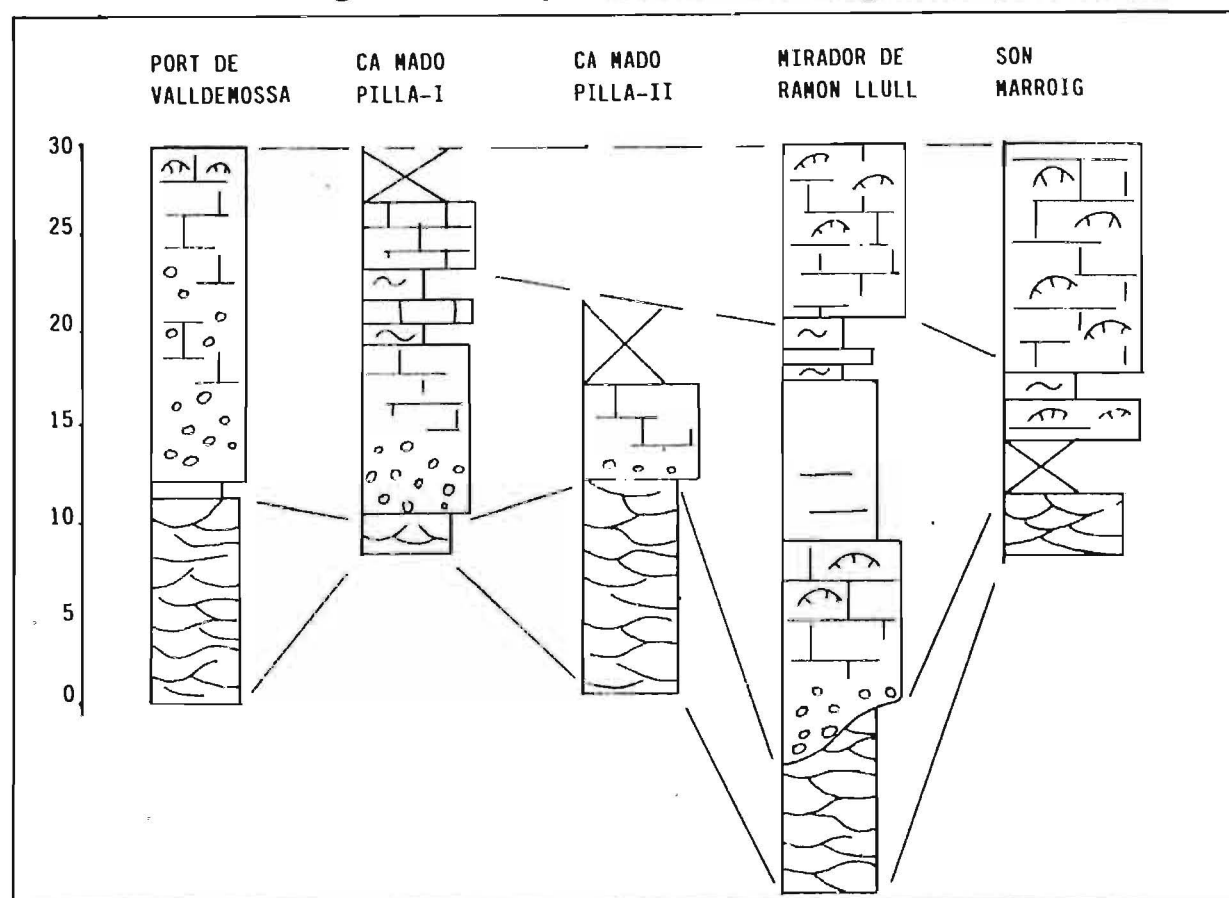


Fig. II.53 Series de la Fm.C.S.E. entre VALldemossa y Deià.

tenaría un significado regional y estaría controlada por un mecanismo de kickbacks o transgresión rápida (MATTHEWS, 1974). El efecto sería similar: descenso del área energética (Y a X de IRWIN, 1965) y colmatación del primer nivel arrecifal por sedimentos finos relativamente profundos; la progradación de los depósitos litorales o bien una pulsación regresiva permitiría avanzar de nuevo el arrecife hasta situarse sobre la posición en que inicialmente se

encontraba. Este avance viene registrado por el nivel basal de rudstones que se observan en la base del segundo episodio arrecifal.

Consideraciones regionales nos hacen más sugestiva la segunda posibilidad. Esta aceleración transgresiva podría correlacionarse con el tránsito rápido que se observa en todas las secuencias verticales entre los niveles inferiores, groseros en general, y los superiores bioclásticos y más retrabajados.

Los dos tramos arrecifales, sobre todo el superior, presentan una evolución somerizante con desarrollo de morfologías planas en la base y barrocas a techo. No se presentan depósitos de áreas someras restringidas, por lo que no es probable la existencia de zonas de lagoon bien desarrollado. Deben tratarse de construcciones arrecifales que aprovechan altos topográficos, sin llegar a formar barreras con zonas protegidas y en algún caso (Son Marroig) adosadas a una costa abrupta ya que se presentan bloques de materiales mesozoicos subangulosos entre los sedimentos arrecifales.

Finalmente los depósitos conglomerático-calcareníicos presentan todas las características evidenciadas en el Sector II: Banyalbufar-Puigpunyent con cuyos depósitos pueden correlacionarse. se interpretan pues, como el retrabajo miento litoral y sublitoral de depósitos terrígenos procedentes de la denudación del continente. Han de situarse en áreas de escasa paleopendiente en el área energética Y (IRWIN, 1965) donde sólo cuando disminuye los aportes terrígenos, probablemente al avanzar transgresivamente la línea de costa, se instala una fauna basada en organismos epífitos y bioturbadores, el predominio de Mesophyllum entre las Rodofíceas puede indicar la presencia de praderas de Fanerógamas marinas en cuyo estrato rizomático encuentra

Mesophyllum comune, representante actual de dicho género en el Mediterráneo, su habitat óptimo (PERICAS, J., com. per.).

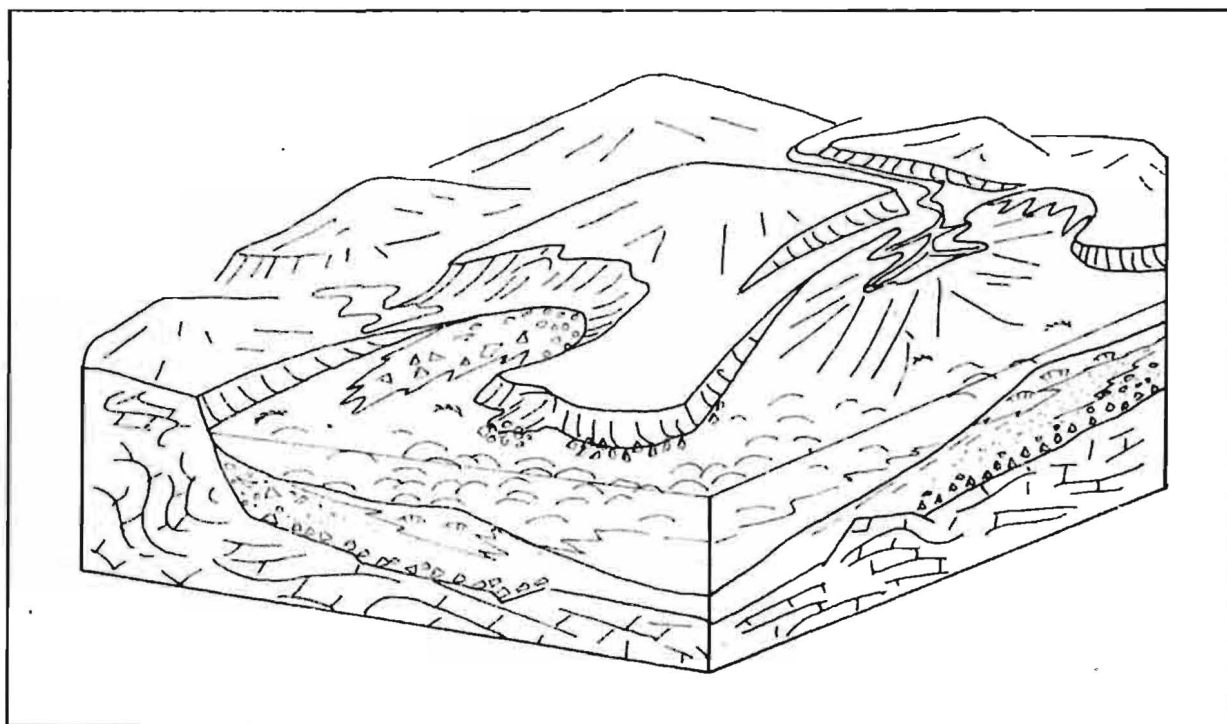


Fig. II.54 Bloque diagrama ilustrativo de las relaciones entre las diversas asociaciones de facies de la Formación Calcarenítica de Sant Elm en el área Valldemossa-Deià. La paleotopografía no corresponde a la disposición real de los afloramientos.

AFLORAMIENTOS DE LLUC ALCARI.

Antecedentes :

DARDER (1914) cita el Neógeno de la playa de Lluc Alcari observando que aflora por encima de las margas irisadas y los yesos de facies Keuper.

FALLOT (1914 y 1922) añade al Mioceno descrito por DARDER una nueva escama que situada desde el flanco NE de la Cala de Deià se extendería hasta Son Beltrán y comportaría calizas blancas con Lithothamnium. Sus relaciones con el Mioceno de Son Bujosa (continuación del de Deià) no son claras, según FALLOT, quien define Son Beltrán como el extremo NE de la Serie tectónica I.

En el estudio de los Recursos Hidráulicos totales de Baleares (FUSTER, 1973), la cartografía de BARON et al. (1973) sólo recoge la escama superior. Igual sucede con la cartografía IGME de ALVARO et al. (en prensa).

Estructura:

La sencillez estructural en que se resolvía el contacto cabalgante entre la Serie II (Es Teix-Fontanelles) y la Serie I, en el área de Valldemossa, se va haciendo más compleja hacia el NE (Deià-Lluc Alcari). En el área de Lluc Alcari pueden reconocerse hasta cinco escamas que en su techo incluyen depósitos miocenos, sin poderse asegurar que no existan otros contactos mecánicos que no impliquen dichos depósitos (fig. II.55).

La escama inferior aflora en la vertiente NE de la Cala de Deià (Caseta de Es Coix) (fig. II. 56z). Las calizas blancas miocenas se sitúan sobre dolomías oscuras mesozoicas deformadas (probablemente Muschelkalk) y sobre areniscas

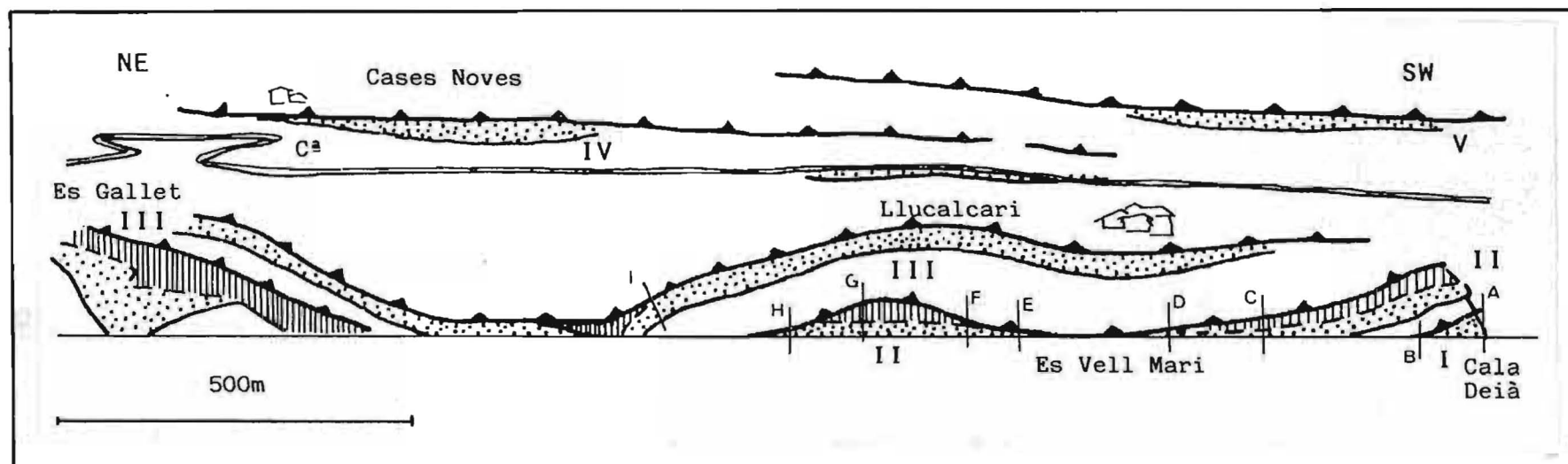


Fig. II.55 Esquema estructural y situación geográfica de las escamas tectónicas de Lluç Alcari, en una sección perpendicular a la dirección de compresión: I, II, III, IV y V: Escamas tectónicas; a: Serie de Cabo Deià, b: Serie de la Punta de Sa Caseta des Coix, c: Serie de Sa Caleta, d: Serie d'Els Ferros de Ca'n Palou, e: Serie de Lluç Alcari, f: Serie de Els Tres Còdols, g: Serie de Els Tres Còdols NE, h: Serie de Els Colomers-SW, i: Serie de Els Colomers-NE.

y limolitas rojas y amarillas muy deformadas y son cabalgadas a su vez por idénticos materiales que soportan de nuevo, en una repetición tectónica de la serie, depósitos miocenos de la segunda escama.

La segunda escama es muy continua y sus depósitos miocenos pueden seguirse desde Son Bujosa hasta Son Beltrán -Es Vell Marí, y en Els Tres Còdols, donde se hunde bajo la mar, aflorando de nuevo en Es Canyaret desde donde parece equivaler a los depósitos de la Punta d'els Dols (Recó d'Es Gall).

El Mioceno de la tercera escama de Lluc Alcari aflora de forma dispersa al W-NW de las casas de Lluc Alcari mientras que hacia el NE pasa a formar una potente barra calcarenítica que después de mantenerse subhorizontal durante casi 1 km se hunde hacia el NE alcanzando el nivel del mar en Es Colomer desde donde de nuevo se remonta hasta situarse, otra vez subhorizontal, en Alconassar.

La cuarta escama aflora al W de Sa Casa Nova por debajo del Infralías, siendo su seguimiento lateral de gran dificultad. Corresponde, quizás, a las calcarenitas que afloran por debajo de la carretera Deià-Sóller en las proximidades de la Casa d'Amunt Nova.

La quinta escama se sitúa en Sa Font de Sa Senyora y es probablemente la continuación de los depósitos de Es Picons de Deià (ver supra).

Descripción:

Al igual que sucede en el área de Son Marroig-Deià los afloramientos de mejor calidad se sitúan en los acantilados costeros y presentan serias dificultades para establecer sus geometrías y relaciones. Se han establecido una serie de secciones estratigráficas cuya posición geográfica

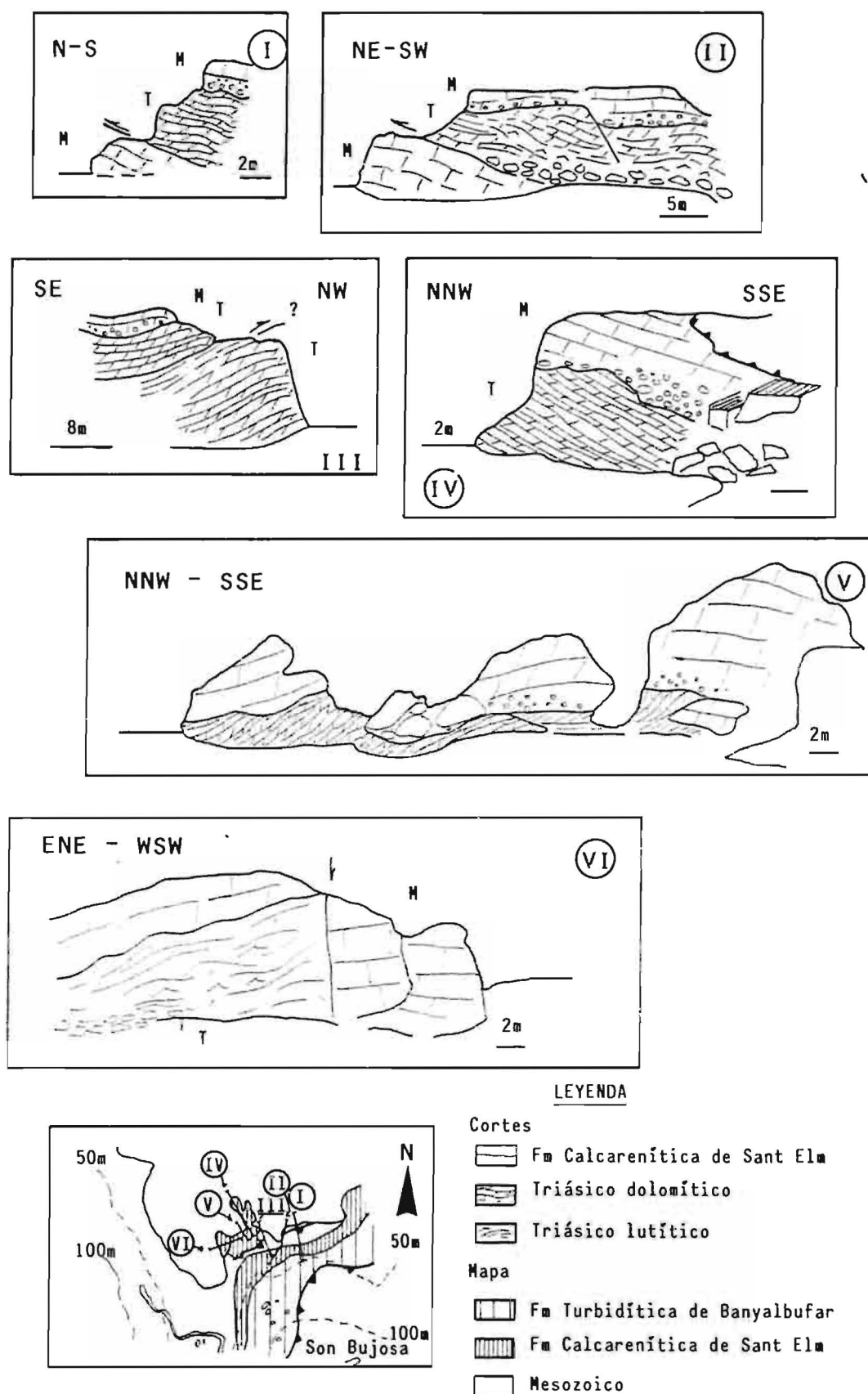


Fig. II.56 Cortes representativos de la disposición estructural en el NW de Cala Deià.

puede observarse en la figura II.57. Su posición estructural se muestra en la figura II.55. La descripción se realiza de SW a NE interpretándose todo el conjunto en el siguiente epígrafe.

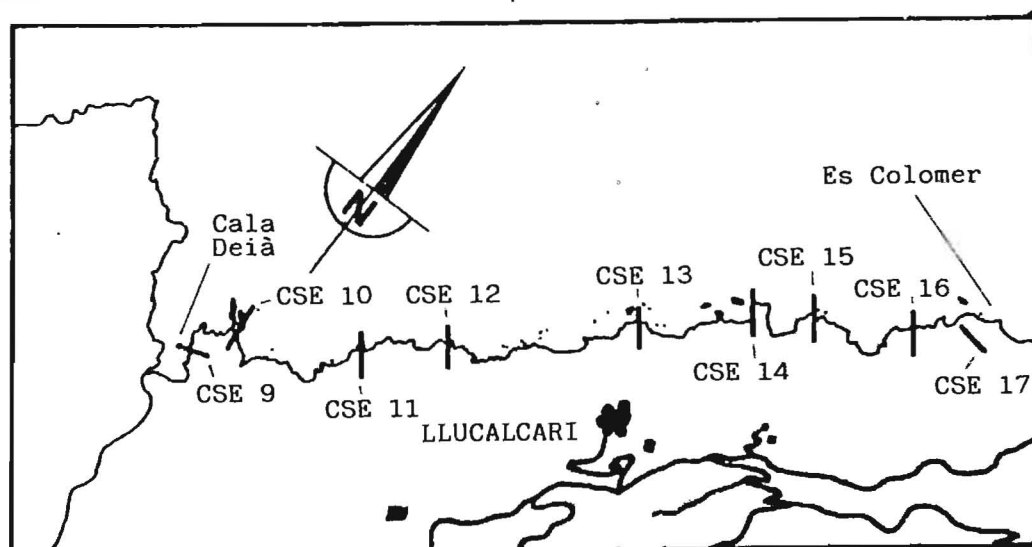


Fig. II.57 Situación de los perfiles estratigráficos del área de LLuc Alcari.

Serie de la Cala de Deià (CSE-9).

Se sitúa sobre la vertiente NE de la Cala y presenta un tramo inferior de conglomerados y areniscas organizadas y con matriz rojiza. Presentan estratificación cruzada planar de gran escala en la base (cubierta por el mar) y paralela en los niveles superiores. Puede atribuirse a la Unidad Roja Inferior. Su techo se presenta carstificado e infiltrado por los depósitos superiores de la Formación Calcarenítica de Sant Elm, que se inicia con conglomerados heterométricos, bien rodados, con perforaciones de litófagos rellenas por matriz bioclástica que, en la vertical, se hace más abundante hasta ser predominante: se trata de

un packstone de Rodofíceas con intraclastos, los extraclastos redondeados están formados por calizas oscuras micríticas y cuarzo (3 %), otros componentes bioclásticos son fragmentos de Moluscos, Amphistegínidos, púas y placas de Equínidos, y fragmentos de Foraminíferos Porcelanados (tipo Miliólido) e Hialinos. Este ciclo detrítico-carbonatado se repite en la parte media superior de la serie donde se desarrollan casi 10 m de conglomerados bien rodados polimícticos y de tendencia homométrica con matriz carbonatada blanquecina que a techo de la serie se hace dominante y presenta caracteres para-arrecifales.

Serie de la Punta de Sa Caseta d'es Coix (CSE-10).

Equivalente lateral de la Serie de la Cala de Deià, se sitúa al NE de ésta y también en la Escama Inferior de Lluc Alcari. Está formada por calizas paraarrecifales (packstones de Rodofíceas) en supráctica totalidad y, a diferencia de lo que ocurre en la Cala de Deià, no presenta influencias detríticas excepto en su base. Se asienta sobre el Triásico en facies Muschelkalk con el que muestra un contraste de color realmente espectacular, en su base se encuentran brechas de dicho material que también se hallan presentes esporádicamente en sus depósitos inferiores. Lateralmente se observan en su base Equinoideos. La parte media y superior de la Serie es inaccesible aunque se presenta formada por calizas blanquecinas paraarrecifales ricas en Rodofíceas.

Serie de Sa Caleta (CSE-11).

Se sitúa esta serie al NE de la Cala de Deià y de Sa Caseta d'es Coix, en Sa Caleta. Estructuralmente pertenece a la segunda escama de Lluc Alcari. En su base, cubierta por la mar, aflora un tramo conglomerático de cantos subredondeados, cantos soportando con poca matriz y sin estructuras internas reconocibles. Sobre él y de forma brusca se encuentra

un tramo de brechas heterométricas con matriz calcárea abundante (40 %). Los cantos, al igual que en el tramo inferior, son predominantemente calizas y dolomías oscuras y aquí presentan perforaciones de litófagos (Esponjas). La matriz es una caliza bioclástica con cantos milimétricos subredondeados, predominan las Rodofíceas, Briozoos, Foraminíferos Porcelanados y Amphistegínidos así como los fragmentos de Moluscos. La textura de este tramo es todavía cantos soportando.

El tramo medio y superior de la serie lo constituyen calizas blancas que al microscopio resultan ser packstones de Rodofíceas y Briozoos y Escleroesponjas laminares. En su base se sitúan aún algunas pasadas de brechas idénticas al tramo inferior, mientras que en su techo se encuentran biohermes de Ostreas y Corales coloniales aislados, con morfologías globosas y alguna pasada de detríticos. A techo existen signos de suelo endurecido (ferruginización) sobre el que se sitúa discordante la Formación Turbidítica de Banyalbufar.

Serie de Es Ferros de Ca'n Palou (CSE-12).

Se sitúa en la segunda escama tectónica de Lluc Alcari, al NE de la Cala de Deià (fig. II.57) y es equivalente lateral de la de Sa Caleta. Su base es en parte inaccesible y en parte se halla cubierta por la mar. Su interés reside en su parte superior formada por packstones blancos de intraclastos micríticos con Foraminíferos biseriados, Rodofíceas y Briozoos, que evolucionan a framestones de Poritizados entre los que se encuentran packstones y wackestones de fragmentos de Rodofíceas, Serpúlidos y Miliólidos, están presentes algunos extraclastos de calizas y dolomías oscuras. En el techo de la serie se observa un nivel ligeramente laminado de packstones y wackestones de Rodofíceas y rodolitos ramosos. Los componentes principales, además de los fragmentos de Rodofíceas, están formados por fragmentos

de Moluscos, Gaterópodos, Foraminíferos biseriados, Porcelanados y Hialinos (Amphistegina). Se observan procesos de micritización de los componentes, crecimiento esparítico y localmente cementaciones sintaxiales. En su techo se sitúan unos pocos metros de la Formación Turbidítica de Banyalbufar cabalgada por facies Keuper del Triásico de la tercera escama tectónica de Lloc Alcari.

Serie de Lloc Alcari (CSE-13)

Se sitúa al SW de la playa de Lloc Alcari, en la segunda escama tectónica; es, pues, equivalente de los depósitos de las series de Es Ferros d'En Polom y Sa Caleta (fig. II.57 y 58). Su base está cubierta por la mar y presenta un tramo inferior de brechas heterométricas con cantos de 10 cm de tamaño máximo y 0'5 cm de tamaño medio, la matriz es una calcarenita de tonos rosados, blancos y amarillentos formada por extraclastos micríticos y Briozoos como componentes principales siendo los accesorios las púas de Equínidos y los Foraminíferos Hialinos tipo Amphistegina y algún grano de cuarzo ideomórfico. Son abundantes los cantos y granos de la matriz con perforaciones de litófagos. La textura es de cantos soportando y es importante el stress tectónico registrado en la interpenetración de numerosos clastos. Son frecuentes los cantos subredondeados y pueden observarse algunos de origen arrecifal conteniendo fragmentos de Corales y Escleroesponjas. La única estructura sedimentaria presente es una ligera laminación paralela. El tramo superior está formado por secuencias centimétricas de microbrechas y calcarenitas con cantos. La estructura sedimentaria visible es la laminación paralela que define las secuencias. La macrofauna está formada por Equínidos. Ostreas, Moluscos tipo Pecten y Briozoos incrustantes que rodean incluso completamente a algunos cantos. Lateralmente a los depósitos superiores y hacia el SSE se observan packstones de Rodofíceas con Briozoos, fragmentos de Bivalvos, de Poritidos y Escleroesponjas.

El techo de la serie está endurecido con ferruginizaciones y sobre él se sitúan margas que pueden corresponder a la Formación Turbidítica de Banyalbufar e inmediatamente los depósitos del Keuper de la tercera escama tectónica.

Serie de Es Tres Còdols (CSE-14).

Se sitúa en la Punta de Es Tres Còdols, al NE de la playa de Lluç Alcari (fig. II.57 y 58). Su base se halla cubierta por la mar y en su techo se encuentran depósitos conglomeráticos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar cabalgados por facies Keuper de la tercera escama tectónica de Lluç Alcari.

La serie aflorante se compone de calcarenitas bioclásticas con Briozoos, Escleroesponjas, Serpúlidos y Foraminíferos (Amphistegina, Heterostegina y Globigerínidos) como bioclastos y micritas grises y cuarzo (2 %) como litoclastos. Presentan laminación paralela y hacia el NE evolucionan lateralmente a calcarenitas que localmente presentan framestones de Briozoos ramosos con Amphistegínidos. En su base visible son frecuentes los cantos subredondeados y subangulosos de pequeño tamaño, poco organizados secuencialmente, y se observan algunos niveles de calcisiltitas rosáceas. Se aprecian fragmentos de macrofauna: Ostreas, Corales, Bivalvos y púas de Equínidos de hasta 15 cm de longitud pertenecientes a Cidáridos, así como Equinoideos de los géneros Clypeaster, Scutella y Schizaster.

Serie de Es Tres Còdols - NE (CSE-15).

Se sitúa al NE de la serie de Es Tres Còdols, de la que es equivalente lateral. Pertenece pues a la segunda escama tectónica de Lluç Alcari. Su techo está erosionado por depósitos conglomeráticos de la Formación Turbidítica

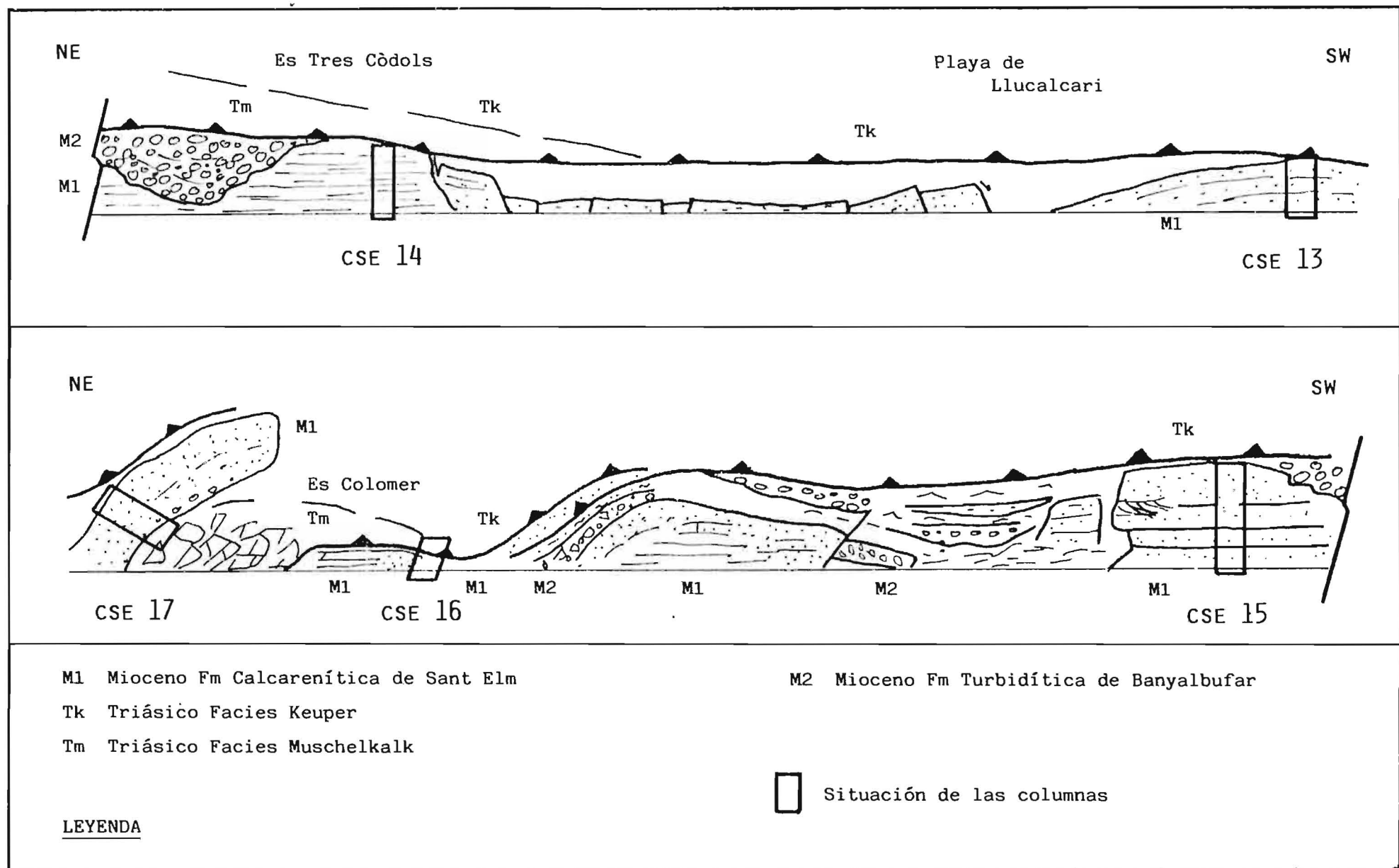


Fig. II.58 Detalle estructural en sección perpendicular a la dirección de los cabalgamientos y situación de las series estratigráficas del área de Lluç Alcari. Situación: fig. II.57

3671-3676		SAMPLE	SERIES N° CSE . 15 NAME : ES TRES CODOLS - NE
		THICKNESS	
		LITHOLOGY	
		STRUCTURES	
		COLOUR mudst. wacke. packs. grain. float. mudst. binds. baffl. fraus.	TEXTURE CLASTIC CARBONATES clay silt sand grav. % MATRIX CEMENT % POROSITY COMPONENTS CLASTIC CARBONATES intra. ooids. pellic. extra. brioz. coral. algae. lamel. paste. foram. extra. equin.
		ENVIRONMENT recrystallization dolomitization stress	OBSERVATIONS
Craticularia			

de Banyalbufar cabalgados a su vez por facies Triásicas (Muschelkalk y Keuper).

La serie está formada por calcilutitas con laminación paralela y calcarenitas con estratificación paralela y cruzada y presenta en sus niveles inferiores varios horizontes muy ricos en Esponjas Triaxonas Dictyoninas del tipo Craticularia. Se presentan en morfologías palmeadas (en forma de copa aplastada) y alcanzan más de 30 cm de altura y de 15 cm de diámetro máximo observable de la cavidad pseudogástrica. Conservan perfectamente la morfología externa en donde se observan los canales inhalantes que se disponen regularmente sobre una pared de plegado simple. En sección pulida presentan una diagénesis a sulfuros de hierro muy intensa.

También son abundantes, en estos niveles inferiores los Briozoos ramosos y organismos incrustantes (Esponjas y Briozoos) que ocupan láminas extensas (de orden decimétrico a métrico).

El resto de la serie presenta bioclastos entre los que son especialmente frecuentes las púas y placas de Equinoideos, los Briozoos y Foraminíferos Amphistegínidos, Heterostegínidos y Globigerínidos. Se observan también Foraminíferos aglutinados y Escleroesponjas, fragmentos de Pelecípodos y pequeños cálices de Hexacorarios.

Los extraclastos, o elementos detríticos de las calcarenitas y calcilutitas, oscilan entre un 3 % y un 50 % y están formados por dolomías y calizas oscuras. Es de notar la presencia de glauconita que en algún caso rellena claramente las cavidades intraparticulares (Briozoos, Rotálidos).

La estructura predominante en el tramo calcarenítico basal así como en el calcilutítico medio es la laminación paralela. El tramo superior calcarenítico presenta intercalán-

dose entre la laminación paralela laminaciones cruzadas decimétricas (40-50 cm) en cosets lenticulares.

Se ha efectuado la medición de la orientación de púas de Equínidos cuyos resultados se muestran proyectados en la figura II.59 y que proporcionan una dirección media de 238-058. Considerando que las laminaciones cruzadas buzcan hacia el W deducimos unas paleocorrientes para esta área procedentes del ENE.

Serie de Es Colomers - SW (CSE-16).

Se sitúa esta serie al SW de Es Colomers (fig. II.57). Su posición estructural es algo compleja ya que puede definirse como una subescama de la segunda escama de Lluç Alcari (fig. II.58). En su base, cubierta por la mar, presenta un nivel de conglomerados y brechas con perforaciones de litófagos y matriz abundante. La parte media y superior está formada por calcarenitas bioclásticas con glauconita. Presentan laminación paralela y sendos epidodios de brechas de espesor centimétrico. La matriz adquiere localmente tonos rojizos y sus componentes principales son los Briozoos, los Equínidos (púas y placas), los fragmentos de Bivalvos y los Foraminíferos Porcelanados y Rotálidos.

Su techo se halla cabalgado por las facies Keuper del Triásico.

Serie de Es Colomers - NE (CSE-17)

Al NE de Es Colomers, afloran depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm que pertenecen a la tercera escama de Lluç Alcari y sobre los que se ha levantado una serie que si bien no es accesible en su parte superior, sí es suficientemente representativa.

Su base se asienta sobre bloques de Triásico en facies

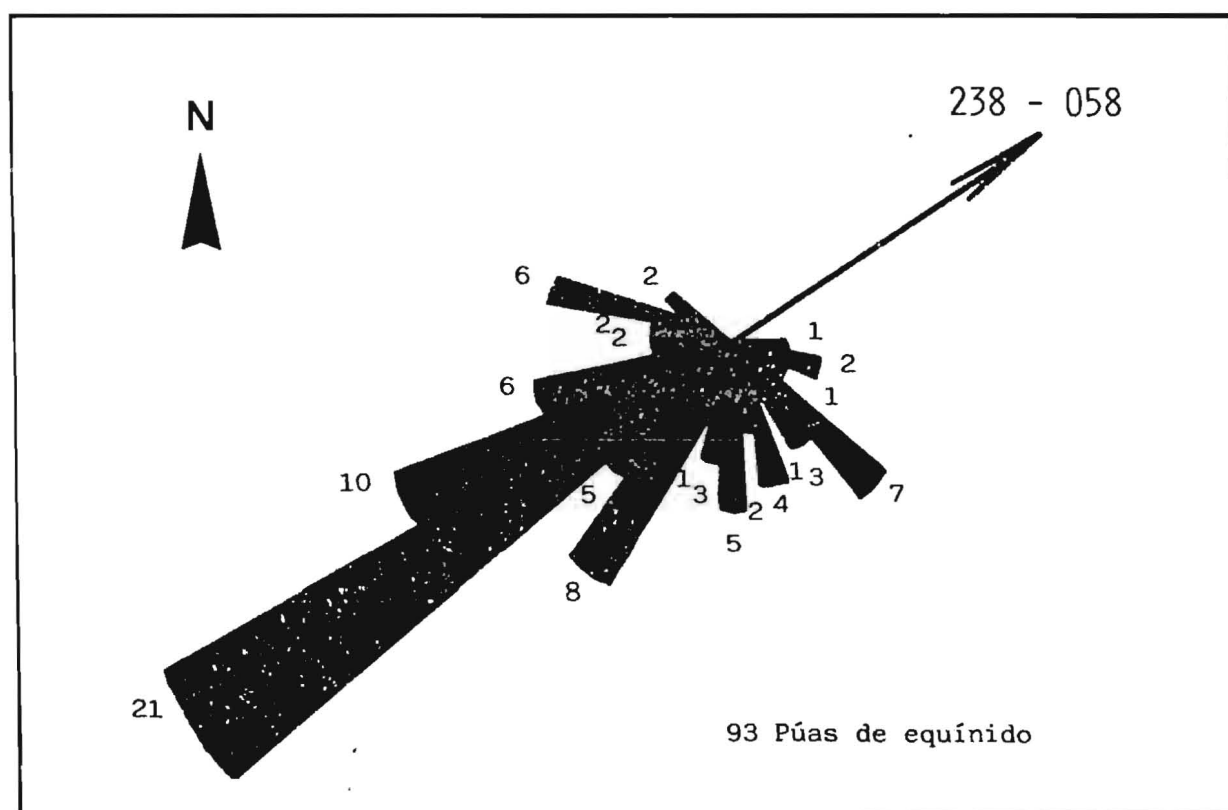


Fig. II.59 Distribución de las direcciones en que se orientan las púas de Equínidos en los niveles inferiores de la Serie de Els Tres Còdols-NE (CSE-15). Número de medidas efectuadas: 93.

Muschelkalk y presenta un nivel de conglomerados de poca entidad. El resto de la serie está formada por una barra masiva de calcarenitas bioclásticas que localmente pueden encontrarse como un packstone de Rodofíceas con extraclastos. Son abundantes los Equínidos, los fragmentos de Bivalvos y los Briozoos.

En su techo, cabalgado por facies Keuper del Triásico, se encuentran localmente conglomerados, areniscas y margas de la Formación Turbidítica de Banyalbufar. Estructuralmente estos depósitos son correlacionables con los que afloran en Sa Casa d'Amunt Nova en las cercanías del km 59 (C-710) y posiblemente con los que constituyen la base del caserío de Lluc Alcari propiamente dicho, aunque sus correlaciones son difíciles debido a los derrubios de vertiente frecuentes en esta área.

Afloramientos de la cuarta y quinta escamas de Lluc Alcari.

Los depósitos miocenos de la cuarta escama tectónica de Lluc Alcari se sitúan al W de Sa Casa Nova y al SSE de Miquelet (158 m). Se disponen sobre facies Keuper triásicas y se hallan cabalgados por calizas y dolomías del Infraliásico y Liásico inferior del Puig de Canyes (420 m). Hacia el E pierden potencia hasta desaparecer, mientras que hacia el SW presentan afloramientos discontinuos y difíciles de reconocer debido a la abundancia de derrubios. Están formados principalmente por conglomerados y calcarenitas.

Los afloramientos miocenos de la quinta escama tectónica de Lluc Alcari se sitúan al E de Ca L'Abad entre los 350 y los 400 m de altura topográfica. Posiblemente se corresponden lateralmente con los descritos al S de Deià en Es Picons.

Interpretación de los afloramientos de Lluc Alcari.

Los depósitos del área de Lluc Alcari, equivalentes hacia el NE de los de Valldemossa-Deià, presentan cuatro asociaciones de facies: depósitos continentales, facies arrecifales, sedimentos areniscoso-conglomeráticos y sedimentos lutíticos con Esponjas.

Las tres primeras se corresponden con las ya descritas e interpretadas en Valldemossa- Deià, mientras que la cuarta presenta ciertas afinidades con los depósitos de S'Alquería-S'Esclop.

Los depósitos continentales de la Formación Calcarenítica de Sant Elm del área de Lluc Alcari afloran únicamente en la primera escama tectónica (serie CSE-9 de Cala Deià). Se interpretan como la parte media-distal del sistema de abanico aluvial que se desarrolla en Na Foradada. Sus depósitos son, en efecto, de menor granulometría, mejor clasificación y presentan retrabajamiento tractivo importante.

Los sedimentos arrecifales afloran en ~~en~~ peores condiciones que en Son Marroig, y presentan facies bioconstruidas con Porites sp. y Astreidos, son frecuentes los Briozoos incrustantes y las Escleroesponjas. Hacia el NE presentan una mayor profundización a la vez que aumentan localmente los aportes terrígenos.

Los depósitos areniscoso-conglomeráticos se sitúan al igual que en Son Marroig-Deià en las escamas tectónicas superiores y presentan iguales características, se interpretan formados por el retrabajamiento sublitoral de aportes terrígenos. A techo de las secuencias aumentan los contenidos bioclásticos indicando una colonización orgánica de los depósitos clásticos.

Finalmente, al NE de Lluç Alcari (Series de Es Tres Còdols CSE-14 y 15) se presentan las facies de lutitas con Esponjas. Están formadas por calcilutitas con laminación paralela y calcarenitas con laminación paralela y localmente cruzada. Aparte de la disminución del tamaño de grano respecto al resto de facies, se caracterizan por la fauna en ellas existente. La abundancia de organismos filtradores (Esponjas y Briozoos), la falta de restos de Algas, la presencia de Equínidos de aguas profundas (Cidaris) y la diagénesis anóxica que muestra la base de Craticularia indican un ambiente de plataforma externa, de cierta profundidad, luz escasa, baja tasa de sedimentación y poca removilización del sedimento. Nos situaríamos aquí en una zona energética X (IRWIN, 1965) con aportes terrígenos moderados (f) y paleopendiente escasa (1).

AFLORAMIENTOS DE ES GALL - ALCONASSER.

Antecedentes :

DARDER (1914) sitúa margas neógenas en el Salt d'es Boc al SW de Muleta que deben corresponder con los depósitos de Es Gall-Alconasser.

POMAR (1976) y POMAR y COLOM (1977) describen exhaustivamente dichos depósitos, que interpretan como depósitos de flujos gravitatorios recubiertos por olistostromas de materiales triásicos, en facies Keuper, y calcáreas y dolomías del Lías.

Su excelente descriptiva hace innecesaria mayor precisión y posibilita su reinterpretación tanto estructural como sedimentológica, remitiendo al lector a dicho trabajo para una descripción detallada.

ALVARO et al. (en prensa) citan afloramientos pertenecientes a esta formación en la zona de Muleta sin mayor precisión cartográfica ni descriptiva.

Estructura:

En Es Gall-Alconasser afloran dos de las cinco escamas tectónicas de Lluc Alcari. La superior es sin duda la continuación de la escama tercera descrita en la serie de Es Colomers-NE, y así lo confirma la descripción estratigráfica de POMAR y COLOM (1977). La inferior puede atribuirse a la escama segunda aunque su litología y potencia son claramente diferentes de las descritas en la serie de Es Colomers-SW y deben corresponder a variaciones laterales. No obstante podrían representar también a la primera escama ya que no son visibles hacia el NE depósitos miocenos inferiores (fig. 57).

Reinterpretación:

POMAR y COLOM (1977) describen en Es Gall-Alconasser dos unidades sedimentarias: la Superior forma parte de la Formación Calcarenítica de Sant Elm y se sitúa, se acuerdo con la reinterpretación estructural del párrafo anterior, en la tercera escama tectónica de Lluç Alcari. Está formada por calcarenitas masivas que en la vertical incorporan cantos primero con textura matriz-soportando y después cantos-soportando. Esta evolución puede registrar, al igual que sucede en las series de Es Tres Còdols del área de Lluç Alcari, una cierta progradación de los depósitos terrígenos relacionada, quizás, con el episodio regresivo que afecta al techo de esta unidad.

La Unidad Inferior de POMAR y COLOM (1977) presenta materiales atribuibles a la Formación Calcarenítica de Sant Elm y a la Formación Turbidítica de Banyalbufar. Ambas formaciones están separadas por una cicatriz erosiva importante y la Formación Turbidítica de Banyalbufar engloba bloques de la Formación Calcarenítica de Sant Elm, demostrando así su carácter erosivo. Los materiales que presenta la Formación Calcarenítica de Sant Elm en esta Unidad Inferior son conglomerados y calcarenitas. Los conglomerados están formados por cantos predominantemente mesozoicos, bien rodados, con perforaciones de litófagos, y matriz bioclástica; son en general masivos y ocasionalmente presentan estratificación paralela. Las calcarenitas son bioclásticas y contienen, según POMAR y COLOM (1977) fragmentos de Ostreidos, Briozoos, Rodofíceas, Porítidos, Equínidos (Scutella y Clypeaster) y Foraminíferos (Globigerínidos, Miliólidos y Amphistegina). Su estructura es masiva y geométricamente se sitúan en tránsito lateral y/o frontal, hacia el SW, de los ciclos conglomeráticos.

Se reinterpretan aquí, como depositados en condiciones sublitorales, en áreas de fuerte aporte detrítico y tal vez importante pendiente. La acción de los organismos bioturbadores (Equinoideos Irregulares) es en parte la responsable de la falta de estructuras sedimentarias de las calcarenitas. No se puede descartar no obstante un doble transporte de los tramos conglomeráticos ya que el grado de rodamiento de los cantos parece difícil de explicar en áreas de paleopendiente elevada con aportes terrígenos directos. Una hipótesis alternativa sugeriría la inexistencia de la paleopendiente que parece deducirse del corte de la fig.2 de POMAR y COLOM (1977), lo cual implicaría paleocorrientes de dirección NW-SE perpendiculares a las supuestas por dichos autores. No ha sido posible todavía dilucidar entre ambas hipótesis.

AFLORAMIENTOS DE PASTORITX.

Antecedentes:

FALLOT (1922) describe calcarenitas con Amphistegina y Lepidocyclina, al pie del promontorio donde se asientan Ses Cases de Pastoritx. Su posición estructural es dudosa, según FALLOT, ya que tanto puede tratarse de un Mioceno ponzado entre las imbricaciones del Macizo del Teix, como aflorar por medio de una ventana tectónica.

COLOM y RANGHEARD (1973) sitúan el Mioceno de Pastoritx (vertiente NW del Puig de Fátima) transgresivo y discordante sobre las calcáreas y dolomías de la Serie II. Se inicia, según estos autores, con pudingas poligénicas seguidas por microbrechas, que a su vez soportan calizas compactas con oncolitos.

ALVARO et al. (en prensa) cartografían sus depósitos como una estrecha banda que desde el N del Puig de Fátima se dirige hacia el E de Ses Cases de Pastoritx. La atribuyen a los sedimentos margosos de la Formación Turbidítica.

Estructura:

Los depósitos miocenos de Pastoritx se sitúan en una estrecha banda de dirección SW-NE que a falta de un estudio estructural detallado se dispone en forma de sinclinal tumbado. Su flanco SE, donde afloran los sedimentos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm, está subvertical ligeramente invertido, mientras que el flanco NW está subhorizontal. Los materiales lacustres a que se refieren COLOM y RANGHEARD (1973) se encuentran en la colina de altitud 419 m y sus relaciones con el Mioceno son, a nuestro entender, por medio de una fractura de dirección NNE. Sus facies les caracterizan como oligocenos, aunque no

hayan pruebas paleontológicas para descartar las atribuciones al Mioceno inferior lacustre que les asignan COLOM y RANGHEARD (1973). No obstante y a diferencia de lo que ocurre en los depósitos miocenos parálidos del Puig Major (Binis) los sedimentos que describen los autores citados en Pastoritx no presentan Foraminíferos litorales.

Descripción:

Los sedimentos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm en el área de Pastoritx presentan una evolución vertical desde brechas polimícticas a calcarenitas. Se trata de brechas, cantos soportando, de texturas subangulosas en la base a subredondeadas o redondeadas a techo; presentan interpenetración de cantos y la matriz está formada por calcarenitas con microfauna de Miogypsínidos, Amphistegina, Heterostegina y fragmentos de Moluscos y Equinoideos. Sobre ellas se encuentran microconglomerados y calcarenitas gruesas sin matriz, con litoclastos subredondeados a redondeados, micríticos y dolosparíticos y bioclastos de Heterostegina y fragmentos de Equinoideos y Bivalvos. El cemento es esparítico y en algunos cantos se observa cemento fibroso perpendicular a la superficie del clasto.

Interpretación:

La falta de correlaciones laterales de los depósitos de Pastoritx obliga a establecer su interpretación en base a su secuencia vertical. Los niveles inferiores representan el retrabajamiento sublitoral de aportes terrígenos, posiblemente proximales (texturas subangulosas). Los niveles superiores sugieren la permanencia de un régimen energético elevado (Y de IRWIN, 1965) (ausencia de matriz en las calcarenitas) así como un inicio de colonización posiblemente por Fanerógamas y Algas. Los Equinoideos bioturbadores continúan siempre presentes.

AFLORAMIENTOS DE ES TEIX.

Antecedentes:

FALLOT (1922) sitúa un pequeño afloramiento mioceno en el techo del Socle du Teix, al pie del pequeño montículo que forma Es Teix propiamente dicho. Está formado por capas areniscosas, poco cementadas que se extienden desde la vertiente NE de dicho montículo hacia el NE hasta 1 km de Ses Cases del Rei. Se sitúa sobre las calcáreas liásicas que forman la cornisa del macizo del Teix que domina Deià y está cabalgado también por otra escama de materiales liásicos.

ALVARO et al. (en prensa) cartografían los afloramientos miocenos de Es Teix-Puig d'es Vent y los describen formados por niveles detríticos.

Estructura:

Efectivamente, como indica FALLOT (1922) los depósitos miocenos de Es Teix se disponen en el techo de la cornisa que forma el macizo de dicho nombre y afloran desde el NW de Sa Mola de Es Teix hasta cerca de Es Puig d'es Vent al N y de Ses Atalaies al NE. Están cabalgados por Sa Mola d'Es Teix y sus afloramientos vienen limitados por fracturas subrecientes, entre las que han podido resguardarse de la erosión.

Descripción:

Los depósitos miocenos de Es Teix están formados por conglomerados, calcarenitas y calcilutitas de tonos rojizos y sin fósiles, en secuencias decimétricas de capas lenticulares y poco erosivas (fig. II.60). Los conglomerados son polomícticos, con cantos liásicos y de litotobas del

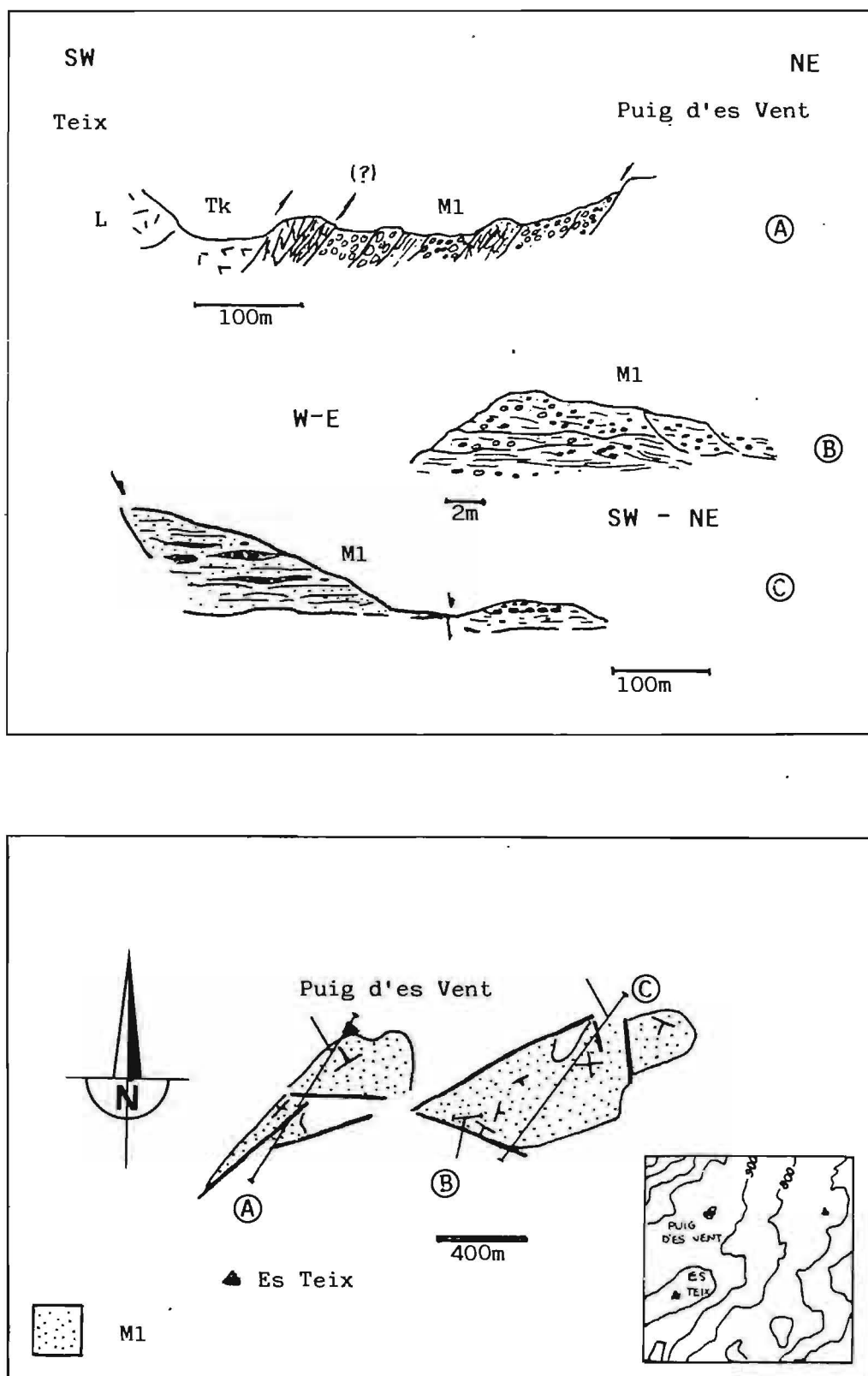


Fig. II.60 Disposición estructural y esquema cartográfico de los afloramientos de Es Teix.

Keuper y pueden presentar textura cantos soportando, aunque frecuentemente muestran abundante matriz calcarenítica rosada y textura matriz-soportando. Las calcarenitas, rosadas, contienen cantos angulosos de materiales mesozoicos, especialmente volcánicos, y están muy recrystalizados, presentando cemento ferruginoso. Localmente presentan estratificación cruzada. Las calcilutitas son rojizas, presentan laminación horizontal, probables marcas del impacto de gotas de lluvia, y están también muy recrystalizadas.

Interpretación:

Las características litológicas de estos depósitos permiten atribuirlos a la Unidad Roja Inferior. Estarían producidos por flujos en masa, tipo debris-flow y flujos tractivos que alcanzan las zonas distales donde predominan las facies de granulometrías finas (calcarenitas muy finas y calcilutitas) atribuibles probablemente a ambientes de "playa". La presencia de impactos de gotas de lluvia corrobora la exposición subaérea frecuente de estos sedimentos

INTERPRETACION DE LOS AFLORAMIENTOS DEL SECTOR DEIA - ES TEIX.

Los afloramientos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm del sector III: Deià-Es Teix presentan diversas asociaciones de facies cuya interpretación puntual, por afloramientos, ha sido ya explicitada. Globalmente, pues, pueden definirse como un conjunto de facies continentales, litorales y sublitorales que conforman la inmersión de un área continental y el posterior desarrollo de edificios arrecifales.

Los tramos inferiores de las secuencias descritas nos reflejan (fig. II.61 A) dos rasgos cardinales: la presencia de áreas continentales hacia el SE (afloramientos de Es Teix y Pastoritx) y el desarrollo de abanicos aluviales importantes (120 m de potencia en Na Foradada) cuya área fuente se sitúa hacia el SW. En el resto del área se observa ya la presencia de sedimentos marinos, aunque no hay que descartar el posible grado de asincronía que pueden presentar los niveles inferiores. De cualquier forma los tramos superiores cuyo techo hemos de suponer sincrónico en áreas relativamente pequeñas, como en la que nos encontramos, confirman esta distribución diferencial. Así, mientras hacia el SE las facies son continentales o de carácter litoral, sobre el paleorrelieve que proporciona el abanico aluvial de Na Foradada se desarrolla un importante sistema arrecifal (fig. II.61 B) cuyo crecimiento coexiste con aportes terrígenos considerables tanto en su cuantía como en su carácter proximal (Son Marroig). En el resto del área se desarrollan las ya típicas facies sublitorales de conglomerados y calcarenitas producto del retrabajamiento costero y la colonización orgánica. Hay que señalar no obstante la profundización de la zona de Lluç Alcari donde los sedimentos registran ambientes por debajo de la acción

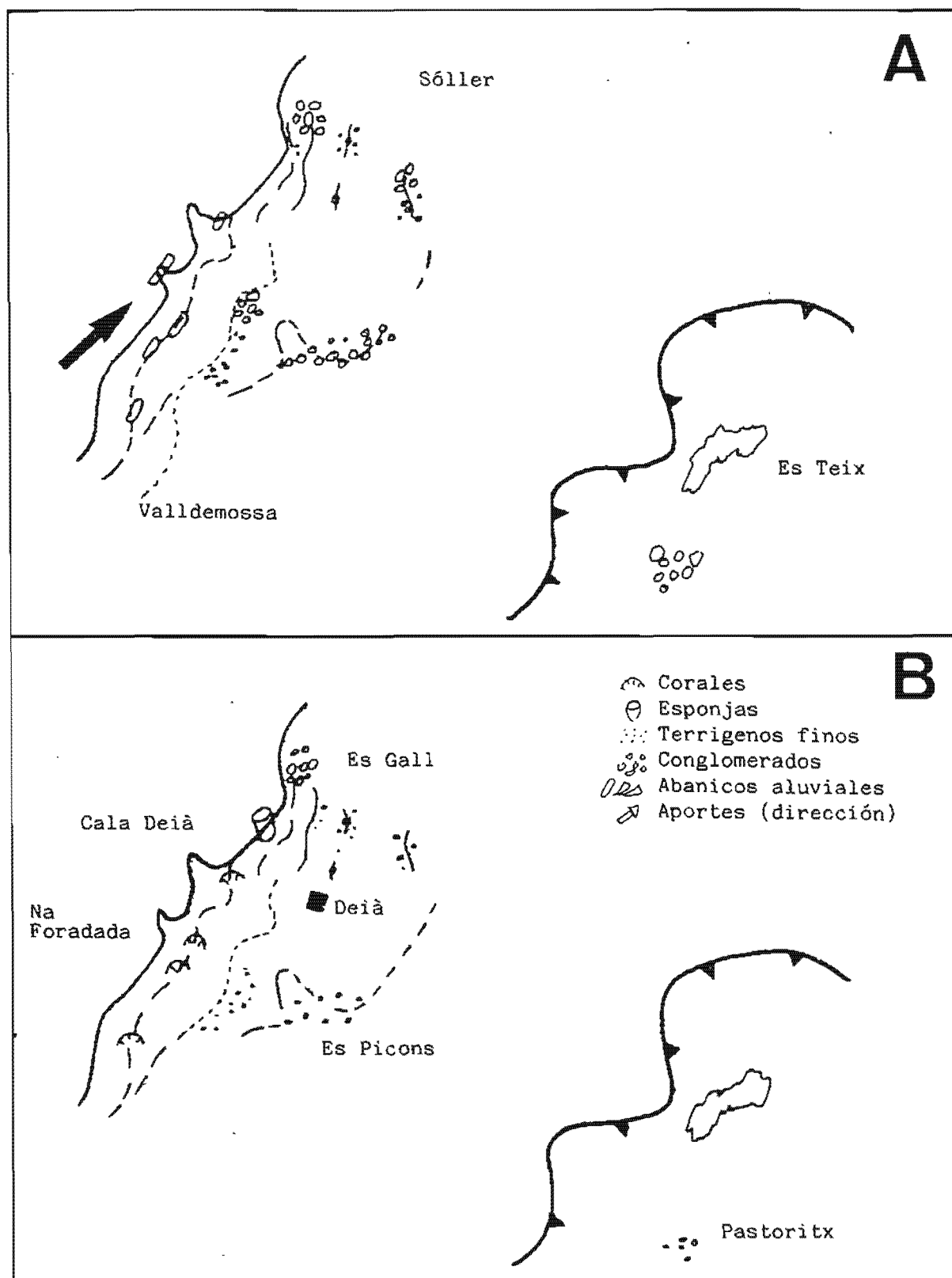


Fig. II.61 Despliegue estructural y distribución de facies de los depósitos del Sector Deià-Es Teix; A: Depósitos inferiores; B: Depósitos superiores de las diversas series. Sin escala.

del oleaje (Zona X de IRWIN, 1965), con pérdida importante de iluminación y la consiguiente modificación de las comunidades de organismos (desaparición de las Algas y predominio de Esponjas y Equínidos). La relativa profundización de la zona W del área Deià-Es Teix puede reflejarse también en la potencia que adquieren los depósitos conglomerático-calcarenítics de Es Recó d'Es Gall, que indican además la persistencia de aportes terrígenos provenientes de NE.

Finalmente hemos de señalar que en este sector se registra, también, un descenso relativo del nivel marino (Series de Lluc Alcari). Se observan superficies rubefactadas a techo de algunas secuencias e incluso, en el N del Sector (Recó d'Es Gall y Serie de Els Tres Còdols) secuencias granocrecientes.

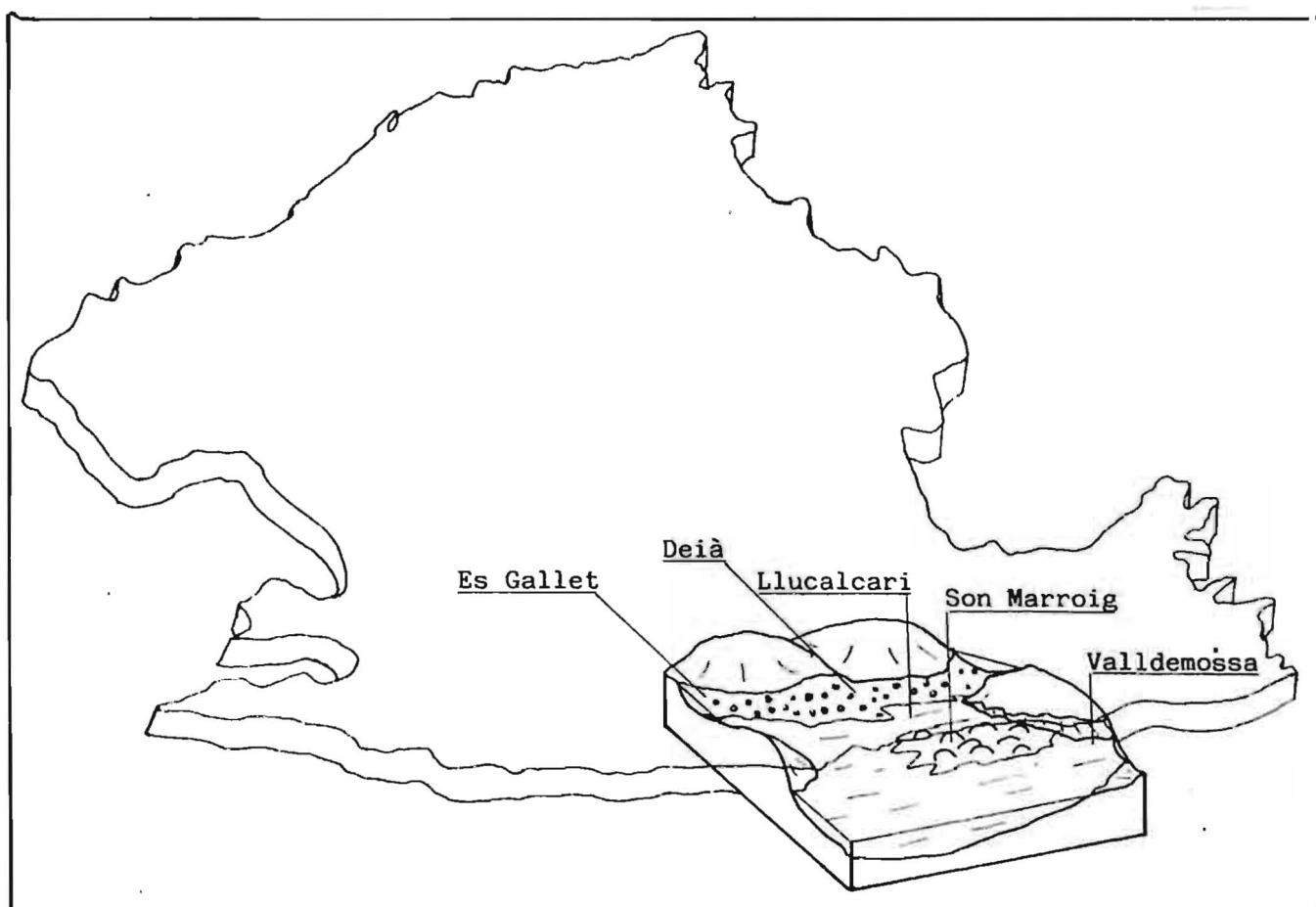


Fig. II.62 Bloque diagrama de la distribución de facies de la Fm. C.S.E. en el Sector III. Deià-Es Teix.

SECTOR IV. BINIS - LLUC.

En este Sector se describen e interpretan los afloramientos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm de Moncaire, Binis, Es Clot, Monnaber, Els Cardscolers, Puig Roig y Lluc pertenecientes todos ellos al conjunto de escamas que se sitúan bajo los materiales de la Serie II de FALLOT (1922) conformando el techo de la Serie I sensu lato.

También se describen los depósitos de Son Torrelles enmarcados claramente en la Serie II.

AFLORAMIENTOS DE MONCAIRE - BINIS.

Antecedentes:

Los depósitos miocenos del área Moncaire-Binis se sitúan a techo de la unidad tectónica serie Moncaire-Calobra definida por FALLOT (1922) y se extienden desde Ca'n Bresques-Moncaire-Binis hasta Ca'ls Reis. Comprende, según el autor francés, facies triásicas en la base y una potente serie de calizas masivas y dolomías sobre las que reposa el Mioceno de Moncaire-Binis.

Esta unidad se halla cabalgada a su vez por la escama de Sa Comuna, a cuyo techo se sitúa el Mioceno de Es Clot-Monnaber-Els Cardscollers.

La Serie Moncaire-Calobra puede, según FALLOT, pertenecer aún a la Serie I, aunque prefiere designarla singularmente al estar su atribución dudosa (pp. 173 y 316).

En el detalle, FALLOT describe sendos afloramientos miocenos que, pertenecientes a la Serie Moncaire-Calobra, afloran entre el mar y el Mioceno de Moncaire-Binis que constituye el techo de la unidad. Se trata de las areniscas zoógenas con Briozoos y conglomerados con Amphistegina que afloran discordantes sobre el Mesozoico en Es Figueras y de los conglomerados del N de Ca'n Palou que se extienden hasta el SW de Balitx. Estos últimos se hallan cabalgados por el Mesozoico de la cornisa por la que discurre el camino de Moncaire a Sóller.

En el Coll de Moncaire, FALLOT describe depósitos miocenos formados por calizas detríticas con Lithothamnium, Clypeaster, Scutella y raras Amphistegina sobre las que se sitúan margas arenosas, atribuibles a la Formación Turbidítica de Banyalbufar. Estos depósitos se continúan

hacia el NE, en dirección a Bini, donde presentan conglomerados con pátina amarilla que van perdiendo potencia hasta que la desaparición de la escama de Sa Comuna que se les superpone, confunde los contactos de los miocenos de Moncaire-Binis y de Es Clot-Monnaber-Els Cardscolers.

ESCANDELL y COLOM (1963) reproducen la cartografía levantada por FALLOT, confirmando sus datos estructurales y aportando precisiones paleontológicas. COLOM (1968) describe con gran detalle los niveles basales del Mioceno de la escama de Sa Comuna y propone una división estructural del macizo del Puig Major (desde Sa Costera hasta el Valle de Cúber) en cinco series tectónicas: la inferior, Sa Costera, presenta en su techo conglomerados de base, calizas y margas miocenas; la segunda que recubriría a la anterior es la de los Binis y presenta a techo depósitos marino-lacustres del Burdigaliense inferior de los que sólo se conservan los lechos de base calizo-margosos; la tercera serie tectónica, según COLOM (1968), la forman los materiales mesozoicos del macizo del Puig Major propiamente dicho que para COLOM constituye la prolongación hacia el NW de la Serra d'Alfàbia y que no soporta depósitos miocenos visibles. La cuarta serie la constituye el pliegue falla de Son Torrelles donde sí se encuentran depósitos burdigaliense sobre los sedimentos mesozoicos, y, finalmente, la quinta y última serie tectónica está formada por los materiales mesozoicos del Valle de Cúber-Aumalluig.

ALVARO et al. (en prensa) cartografían los depósitos de Bini-Moncaire y citan su presencia en la memoria explicativa de la hoja cartográfica de Sóller.

Estructura:

Si bien la estructura general descrita por FALLOT (1922) y completada por COLOM (1968) es correcta y aporta el entramado estructural básico, en detalle cada banda

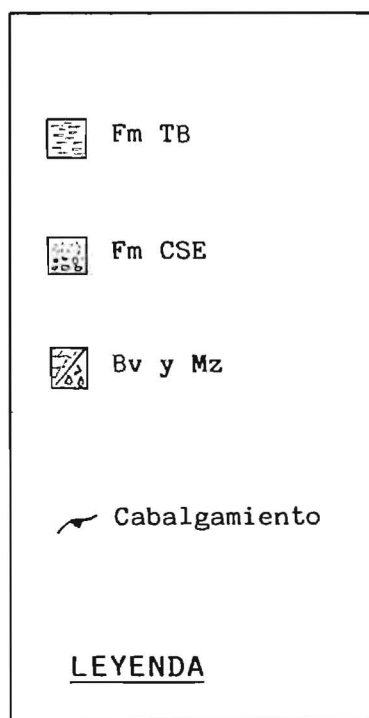
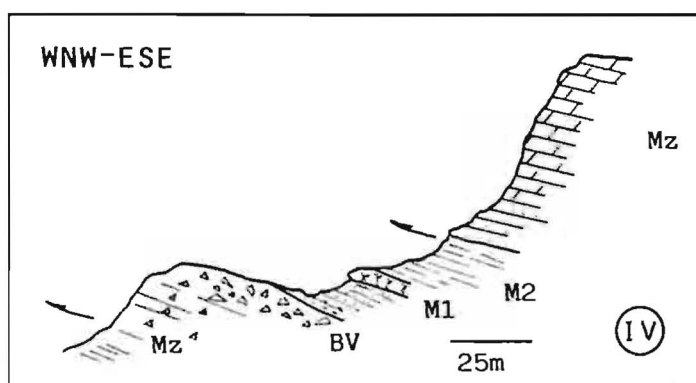
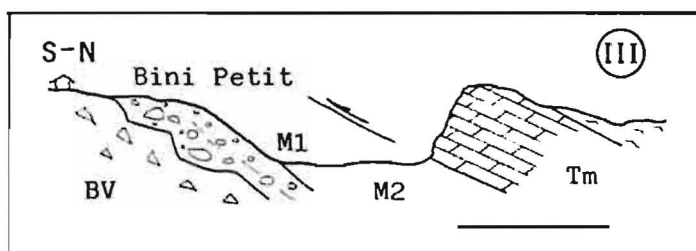
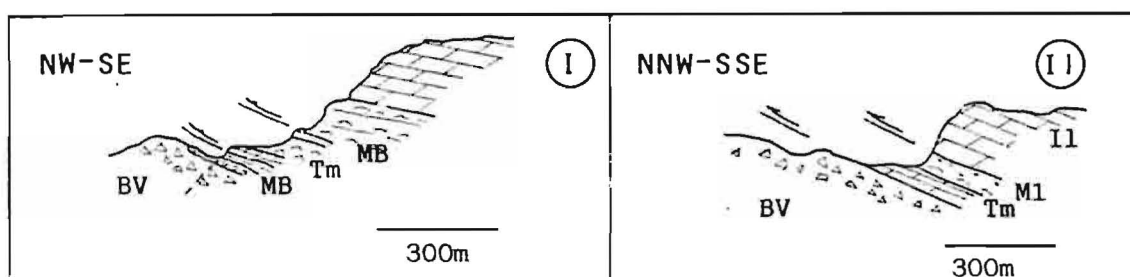
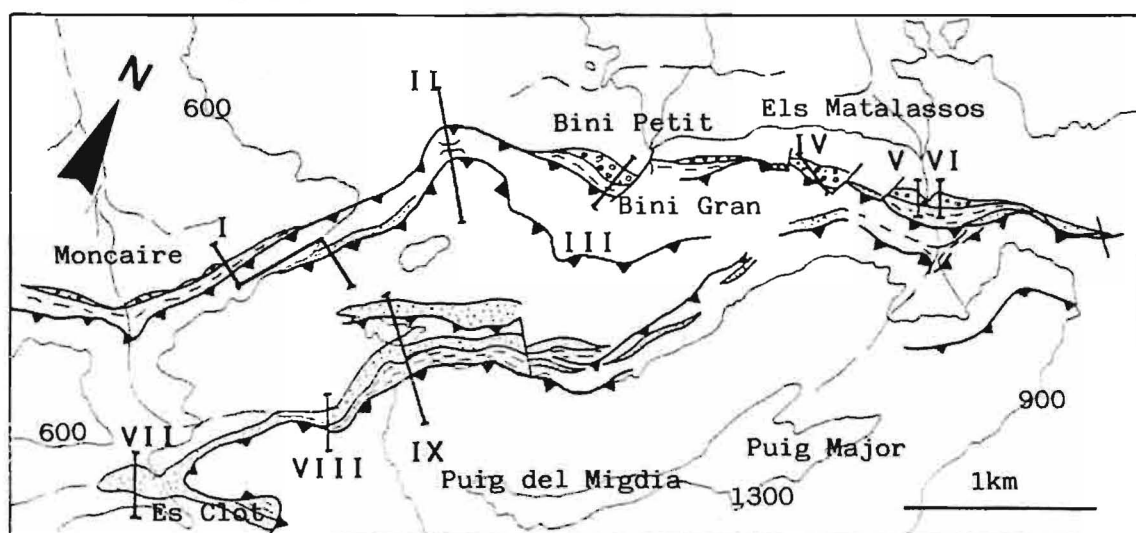


Fig. II.63 Esquema cartográfico y disposición estructural del Mioceno del área de los Bini.

miocena no se presenta como el techo de una única escama sino que se trata de un conjunto de escamas más o menos próximas que hacia el NE se agrupan mientras que hacia el SW se deshilachan en varias unidades o escamas (fig. II.63).

En concreto la banda Moncaire-Binis presenta una doble escama al NE de Moncaire antes del Coll de Bini y también al Sur de Bini Petit mientras que hacia la Font de Sa Vauma y el Coll de Ca'ls Reis se observa una sola escama que a su vez representa el extremo NE de la banda miocena de Es Clot-Els Cardscolers, descrita en el siguiente apartado. Esta disposición es congruente con una estructura del tipo hinterland dipping duplex (ELLIOT, 1976) en la que el conjunto de escamas de la banda Moncaire-Binis y Es Clot-Monnaber-Els Cardscolers serían horses situadas entre un floor thrust que discurriría por Moncaire-Binis y un roof thrust que constituiría la base del macizo de Es Puig Major. Hacia el NE este conjunto de horses se reuniría en un horse único por medio de branch lines (ver capítulo IV)

Descripción:

Area de Moncaire.

Las casas del Predio de Moncaire se sitúan en el contacto entre los depósitos margosos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar y los de la Formación Calcarenítica de Sant Elm, pertenecientes todos ellos al techo de la serie Moncaire-Calobra de FALLOT (1922).

La Formación Calcarenítica de Sant Elm presenta pequeños retazos de calcarenitas con cantos caracterizadas por la presencia, localmente abundante, de fragmentos de Rodofíceas. Se sitúan sobre brechas de la Unidad de Brechas de Valldemossa de las que han sido indiferenciadas en

en bastantes de las cartografías realizadas. Hacia el NE ya no se observan depósitos marinos miocenos sobre las brechas de la Unidad de Valldemossa que se encuentran cabalgadas directamente por una escama menor de dolomías en facies Muschelkalk. Sobre ellas afloran entonces margas irisadas del Keuper coronadas por una barra de depósitos miocenos, formada por microconglomerados en los que predominan los cantos de calizas grises subredondeados, fragmentos volcánicos y en menor proporción glauconita. Los únicos bioclastos observables son Foraminíferos del tipo Amphistegínido.

La continuidad de dicha barra hacia el Coll de Binis no ha podido ser comprobada, aunque al Sur de Bini Petit se observan conglomerados miocenos sobre depósitos triásicos en facies Keuper que podrían ser sus equivalentes.

El Mioceno de Moncaire se continúa hacia el NE en los afloramientos de Binis.

Area de Binis.

El Mioceno del área de Binis se sitúa sobre brechas de la Unidad de Valldemossa y aflora al S de Bini Petit y al N y NE de Bini Gran. Está formado por conglomerados subredondeados o redondeados, heterométricos, de tamaños centimétricos a submétricos y cantos predominantemente formados por calizas y calcisiltitas jurásicas. La textura es matriz-soportando y la matriz está formada por calcarenitas con Heterostegina. Se observa cemento gravitacional en los cantos y marcas de presión-disolución (granos interpenetrados).

Los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm del área de Binis están cubiertos por margas y calcarenitas de la Formación Turbidítica de Banyalbufar, que a su vez se halla cabalgada por dolomías tableadas en facies

Muschelkalk. Hacia el NE se acuñan las margas de la Formación Turbidítica de Banyalbufar y el cabalgamiento se produce directamente entre las facies Muschelkalk y los conglomerados y brechas de la Formación Calcarenítica de Sant Elm.

Area de Els Matalassos.

Continuación al NE del Mioceno de los Binis, el Mioceno de Els Matalassos pertenece en su totalidad a la Formación Calcarenítica de Sant Elm. Se encuentra cabalgado por materiales volcánicos triásicos pertenecientes a la escama de Sa Comuna de FALLOT (1922).

Están formados por brechas y conglomerados que se intercalan entre sí en una secuencia que se repite hasta seis veces y que da nombre al área a causa del color alternante de cada uno de los tramos (fig. II.64, IV) y su morfología actual.

Los niveles de brechas están formados por brechas heterométricas de cantos angulosos y redondeados de calizas, dolomías oscuras, areniscas liásicas y cuarzo; los cantos presentan perforaciones de Esponjas; la matriz es abundante (hasta el 40 %) y está formada por calcarenitas con bioclastos (Heterostegina y Amphistegina).

Los niveles conglomeráticos presentan texturas cantos-soportando; los cantos, polimícticos, están bien rodados y sus litologías son predominantemente de areniscas y calizas del Lías medio y de cuarzo; su heterometría es mucho menor que la de las brechas, la matriz está bien clasificada y está formada por una calcarenita con fragmentos de Ostreas y púas de Equínidos; los cantos presentan perforaciones de Esponjas y Lithodomus.

La geometría global del depósito es canaliforme (fig. II.63). Sus extremos SW y NE acaban en falla, no obstante puede observarse como el ciclo superior de conglomerados-

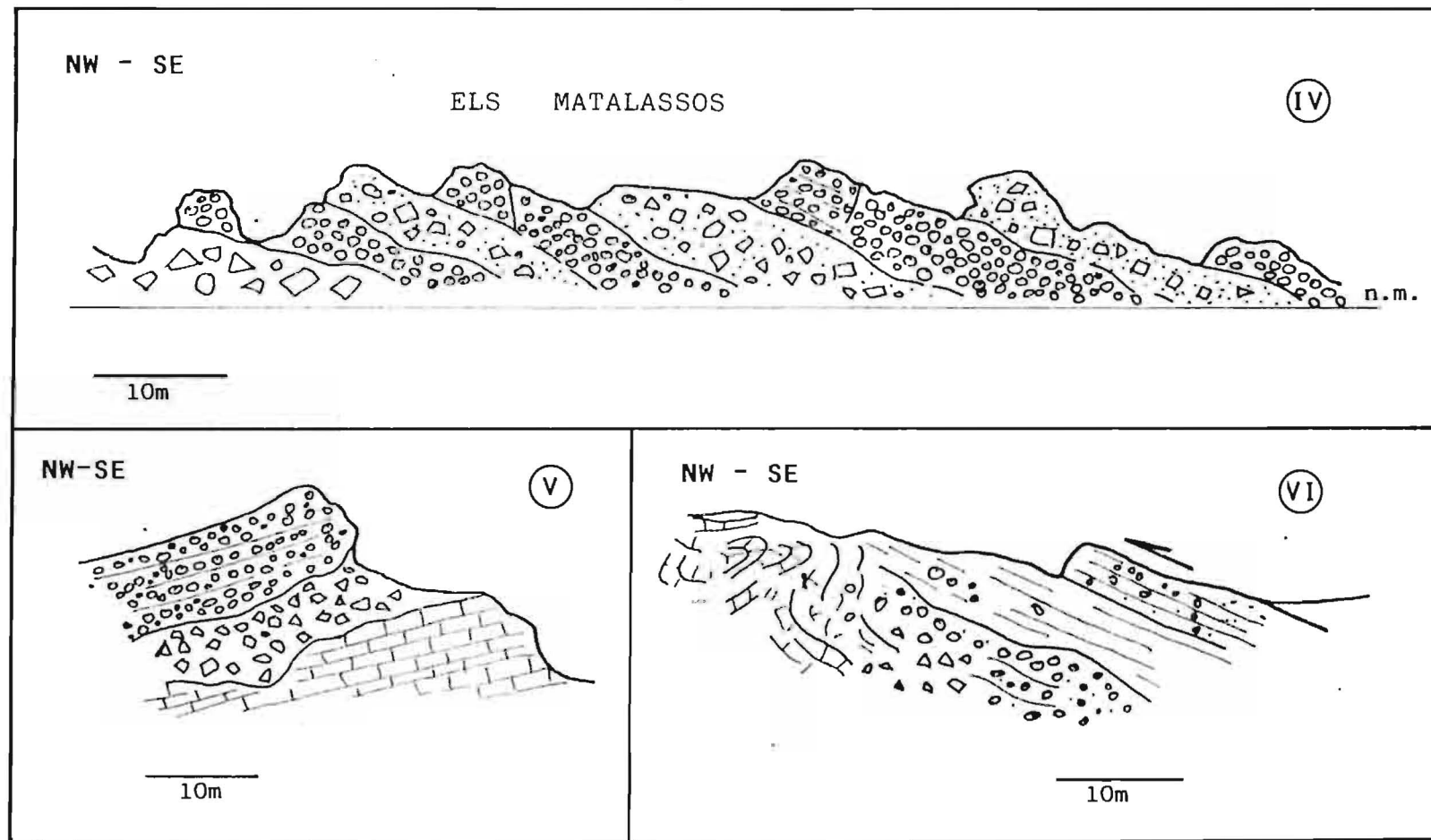


Fig. II.64 Depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm en Els Matalassos (IV) y en la vertiente SW (V) y NE (VI) del Gorg dels Diners. Ver situación en fig. II.63.

brechas se apoya en el NE, directamente sobre brechas de la Unidad de Valldemossa, erosionándolas, mientras que en el SW lo hace sobre al menos tres ciclos brechas-conglomerados.

Hacia el ENE los depósitos miocenos se adelgazan sobre una paleotopografía carstificada que rellenan y recubren conectando con los sedimentos del área de Es Gorg dels Diners.

Serie de Es Gorg dels Diners.

Los depósitos miocenos de Es Gorg dels Diners forman una secuencia compleja, continuidad lateral de la de Els Matalassos, y afloran a la altura de Sa Coma des Ribell, al NE de Sa Font de Sa Vauma. En ellos se ha levantado una serie estratigráfica y varios cortes (fig. II.64 V y VI) que permiten visualizar su estructura. Se trata de una macrosecuencia granodecreciente que partiendo de brechas heterométricas llega a organizarse en secuencias homométricas de cantos bien rodados, con laminación horizontal o cruzada de bajo ángulo. Cada secuencia de segundo orden está formada por varios niveles que, de abajo a arriba, representan una mayor organización, mientras que en la vertical estas secuencias se organizan en una macrosecuencia de iguales características.

Interpretación:

Los sedimentos del área Moncaire-Binis representan sedimentos sublitorales de carácter proximal. Los aportes terrígenos son muy importantes y alcanzan las áreas marinas de forma brusca y pulsante (Área de Els Matalassos). Probablemente se trata de lóbulos progradantes de fan-deltas (HOLMES, 1965) o deslizamientos gravitacionales costeros (debris-flow y/o rock-fall) cuya inmersión en el área marina sitúa la zona litoral en un balance entre los aportes terrígenos

y el retrabajamiento costero. Así los ciclos de brechas conglomerados de la zona de Els Matalassos definen la incapacidad del medio sublitoral para retrabajar toda la secuencia terrígena, de forma que sólo la mitad superior de dichas secuencias puede ser removilizada. Hay que considerar también la importancia de una paleopendiente elevada, que ayuda a preservar los tramos inferiores de dichas secuencias sin retrabajar. En Es Gorg dels Diners, en cambio, se observa un trend o tendencia grano-decreciente en las secuencias. Esto podría indicar, para ese área, que la capacidad de retrabajamiento litoral va creciendo a lo largo del tiempo, registrando bien una disminución de los influjos terrestres, difícilmente compatible con lo indicado para el área de Els Matalassos, bien un alejamiento de la línea de costa.

Las paleodirecciones sedimentarias determinan la existencia de tierras emergidas al NW.

AFLORAMIENTOS DE ES CLOT - MONNABER - ELS CARDSCOLERS.

Antecedentes:

La banda miocena de Es Clot-Monnaber-Els Cardscolers ha sido considerada por FALLOT (1922) como el techo de la Escama de Sa Comuna. Esta escama se sitúa según el autor francés por encima de la Unidad Tectónica Serie Moncaire-Calobra y en la base de los materiales del macizo del Puig Major, pertenecientes a la segunda Serie Tectónica.

Los depósitos miocenos de este área contienen en su base indicios lignitosos y restos de plantas, que han suscitado el interés de numerosos autores. Así, a partir de las muestras recogidas por FALLOT, DEPAPE y FALLOT (1928) publican una primera nota sobre dichos restos fósiles. A mediados de siglo se reestudian dichos yacimientos cuyos resultados se traducen en los trabajos de COLOM (1951), de carácter regional, y de ARENES (1951), ARENES y DEPAPE (1954 y 1956), y BAUZA (1965), de carácter paleobotánico. Según estos trabajos la flora estudiada presenta un conjunto variado, con formas puente entre especies europeas (actualmente desaparecidas de Europa Occidental y Meridional) y tipos americanos o asiáticos, y que denotan un clima cálido y húmedo, atemperado por la proximidad de la mar, comparable al clima actual de las Antillas y de Florida (ARENES y DEPAPE, 1956, en COLOM, 1968). No obstante -añade COLOM- la presencia de Abetos demuestra que la estación cálida era superable para estos árboles, quizás por la presencia de relieves elevados, mientras que la fría no era muy severa y no molestaba a las especies tropicales.

Los grupos más significativos de esta flora burdigaliense (para una relación exhaustiva remitimos a los trabajos citados) están formados por Monocotiledóneas herbáceas, Palmeras, Lauráceas, Encinas de hojas persistentes, Moriáceas

de hojas polimorfas y plantas de hojas resiníferas. También se encuentran Helechos, Hayas, Nogales y Abetos.

COLOM (1968) describe en detalle estos afloramientos, reconstruye sus paleoambientes y esboza su evolución. Estructuralmente los sitúa en la Serie Tectónica II, de las cinco en que subdivide la zona del Puig Major, y en su reconstrucción paleogeográfica considera la preservación de dos lagunas parálidas: al SW Es Clot-Monnaber y al NE Bini-Els Cardscolers.

La sedimentación se inicia en ambas lagunas -según COLOM- con depósitos calizos con Ostras y Bivalvos diversos, y evoluciona a calizas margosas con Ostras y Foraminíferos litorales, Briozoos, radiolas de Equínidos y fragmentos de Bivalvos. En Es Clot-Monnaber la sedimentación prosigue con margas ocráceas con Ammonia beccarii sobre las que sedimentan biomicritas algales (Rivularia). En cambio, en la laguna de Bini-Els Cardscolers los niveles inferiores presentan un gran influjo terrígeno con cantos, algunos envueltos por Cianofíceas, y areniscas; los niveles medios están formados por micritas con Algas (Rivularia) y restos de hojas. Los niveles superiores -calizas algales- son comunes a ambas lagunas y representan, según COLOM (1968), el máximo desarrollo lagunar.

En este estadio se depositan ^(lignitos) en el umbral que separaba las dos lagunas, cuya explotación resultó infructuosa.

Este régimen lagunar generalizado es efímero y rápidamente cubren la región sedimentos de nuevo marinos, poco profundos, caracterizados por arenitas calizo-margosas con Moluscos arenícolas (Panopaea, Lutraria, Gastrana, Yoldia, Cardita, etc.) y Gasterópodos (Natica, Cerithium, etc.). Finalmente depósitos claramente marinos, cargados de Melobesias, concluyen el ciclo marino-palustre-lacustre-marino de este área. COLOM cita depósitos equivalentes

en Son Marroig (Deià), y en sondeos del área de Alaró y Son Torrelles.

ALVARO et al. (en prensa) describen los afloramientos de Es Coll dels Cardscolers. En su base sitúan calizas bioclásticas y calizas margosas marrones con restos de plantas; los niveles principales están constituidos por areniscas limolíticas marrones con Gasterópodos y Pelecípodos, y en su techo se sitúan calizas algales grises, microconglomerados y areniscas gruesas. Estos autores los interpretan como depósitos de plataforma interna con condiciones de lagoon restringido. Su edad según ALVARO et al. es Burdigalien inferior y medio, y la polaridad sedimentaria de NW a SE.

Estructura:

La banda miocena de Es Clot-Monnaber-Els Cardscolers se presenta, al igual que la de Moncaire-Binis, como un conjunto de dos escamas más o menos complejas. Hacia el NE se reúnen con las de Moncaire-Binis, en una típica estructura de duplex (ELLIOT, 1976) sobre una branch-line (Ver capítulo[V])

Descripción:

Area de Es Clot-Monnaber.

Los depósitos miocenos de Es Clot se diaponen en la vertiente norte del torrente de Monnaber, y se sitúan sobre las brechas que conforman gran parte de la Escama de Sa Comuna (fig. II.63 y 65-VII).

Presentan en su base un nivel de conglomerados de bloques y cantos, con fragmentos de Ostreas, de otros Bivalvos y de Porites. La matriz es un wackestone amarillento en el que se contienen fragmentos más pequeños de Pelecípodos,

Rodofíceas, Briozoos, Vermétidos, placas y púas de Equínidos y Foraminíferos Hialinos del tipo Globigerina. La micrita que los envuelve es de color marrón oscuro y el conjunto del nivel presenta tonalidades rojizas.

Sobre este nivel rojizo basal se sitúan wackestones con fragmentos de Moluscos, Rodofíceas, Equínidos, Briozoos, Escleroesponjas y Foraminíferos Porcelanados (Miliólidos tipo Biloculina) y Hialinos (Globigerínidos). Incluyen fragmentos de Corales hermatípicos, algunos de los cuales podrían encontrarse en posición de vida. Los bloques de coral presentan rellenos geopetal entre sus septos. Los géneros identificados son Tarbellastraea, Thegiostraea, y Porites.

Los depósitos de Es Clot se continúan, de forma imprecisa (ALVARO et al., en prensa), con los que afloran en la trinchera de la carretera de Sóller a Lluc, en las cercanías de Monnàber. Los depósitos de Monnàber se sitúan sobre brechas de la Unidad de Valldemossa -al igual que lo hacían los de Es Clot- y están formados por wackestones gris-marronáceos con fragmentos de Ostreas, restos de plantas presentan bioturbación y contienen fragmentos de Rodofíceas, de Poritizados, de Equínidos y Foraminíferos de los géneros Amphistegina, Cibicidna y Globigerina. Localmente presentan granos de cuarzo (1 %).

Estos niveles de wackestones se hallan recubiertos por lutitas que lateralmente se intercalan con calizas laminadas (varvadas) en las que se observan estructuras algales que COLOM atribuye a Rivularia y a cordones no identificados.

Tanto las lutitas como las calizas varvadas se hallan cabalgados por brechas pertenecientes ya a la gran masa del Puig Major, y presentan pliegues de ejes entre 187° y 167° y con vergencias hacia el W.

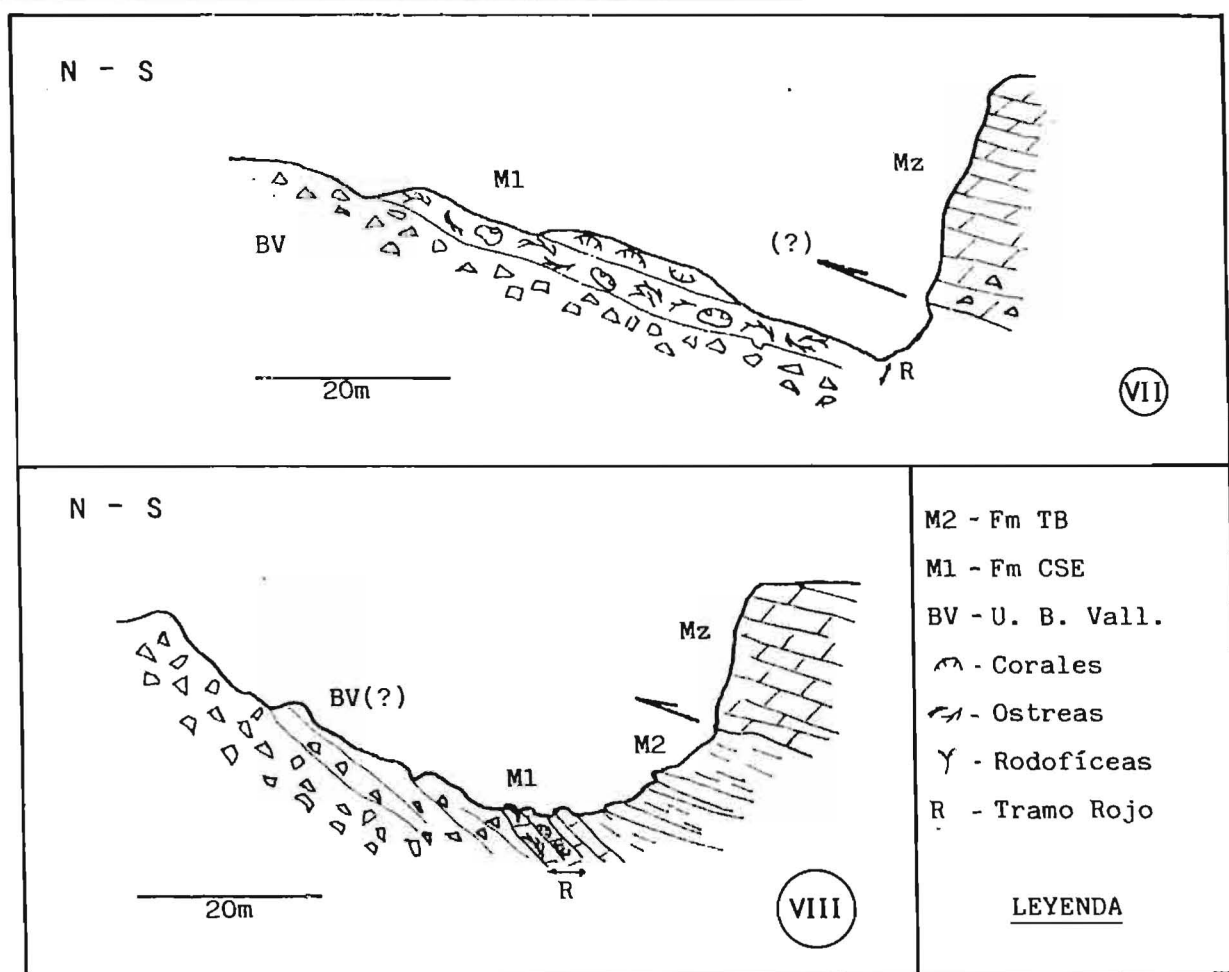


Fig. II.65 Depósitos miocenos de Es Clot (VII) y Es Barranc dels Llorers. Ver situación en fig. II.63.

Area de Es Barranc dels Llorers.

La situación descrita en Es Clot se repite de forma similar en el Barranc dels Llorers, al NE de Es Clot, donde la secuencia es más completa. Los afloramientos se sitúan en la vertiente N del barranco y se hallan cabalgados por la Serra Mitjana (839 m) (fig. II.65-VIII).

Se apoyan sobre brechas poligénicas que forman la parte alta de la Escama de Sa Comuna de FALLOT (1922).

Sus niveles basales están formados por wackestones rojizos con fragmentos de Ostras, Poritidos y Ostreidos; la macrofauna está formada por fragmentos de Pelecípodos, de Rodofíceas, púas y placas de Equínidos y Foraminíferos de los géneros Amphistegina, Ammonia, Planorbulina, Cibicidina, Acerbulina y Globigerínidos. Se observa cemento ferruginoso tanto inter- como intraparticular.

Estos niveles evolucionan a calcarenitas de grano fino y color marronáceo conteniendo Planorbis y Cerithium. Los bioclastos son poco abundantes y se reducen a espículas de Esponjas y fragmentos de Pelecípodos, mientras que los litoclastos contienen granos micríticos predominantemente cuarzo y fragmentos de rocas volcánicas.

Sobre estos niveles afloran depósitos de margas y calcarenitas granoclasificadas atribuibles a la Formación Turbidítica de Banyalbufar.

Area de Els Cardscollers.

En el Coll d'Els Cardscollers es quizás donde más completa se presenta la secuencia miocena. Sus niveles basales pertenecen a la Formación Calcarenítica de Sant Elm y sobre ellos se sitúan casi 50 m de turbiditas atribuibles a la Formación Turbidítica de Banyalbufar (fig. II.63, IX).

En su base afloran niveles rojizos formados por wackestones y mudstones con cantos perforados y Ostreidos equivalentes a los descritos en Es Clot y Es Barranc dels Llorers. Sobre ellos se sitúan wackestones grises lutíticos con restos de plantas y Cerithium que en la vertical evolucionan a calcarenitas de grano fino y coloración marronácea. Presentan fragmentos de Equinoideos, Pelecípodos y Foraminíferos de los géneros Ammonia, Cibicidina y Globigerínidos. Los litoclastos predominantes son fragmentos de calizas

micríticas, de rocas volcánicas (1 %) y cuarzos (1 %). Estas calcarenitas presentan localmente secuencias granocrecientes de orden decimétrico, aunque en general la estructura dominante es la laminación paralela.

Estos depósitos se ven coronados por packstones y grainstones de Rodofíceas y fragmentos de Pelecípodos; son abundantes las púas y placas de Equínidos, los Foraminíferos tipo Amphistegina, Ammonia, Cibicidina, Globigerínidos y biseriados aglutinados, y en menor medida Briozoos.

La continuidad de estos depósitos es grande en particular hacia el NE donde la barra morfológica que forman se desdobra en dos. Entre ambas se sitúan arcillas verdosas cuya continuidad es difícilmente estimable al estar el conjunto fallado y escamado tectónicamente (fig. II.63). Hay que añadir no obstante que hacia el NE la barra de packstones de Rodofíceas presenta en su base un nivel de rodolitos sobre el que se desarrollan morfologías ramosas que localmente presentan textura bafflestone.

Interpretación:

Dos son los paleoambientes que pueden inferirse de los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm descritos en el área Es Clot-Monnàber-Els Cardscollers. El primero se deduce de las características de los niveles inferiores de las diversas secuencias y es congruente con las interpretaciones de COLOM (1968) y ALVARO et al. (en prensa). Se trata de facies restringidas de lagunas costeras (lagoon) en las que se producen condiciones salibres esporádicas. Se desarrollan entonces asociaciones de organismos diferenciados (Rivularia, Planorbis, restos de plantas, etc.) que frecuentemente recubren y se intercalan con depósitos marinos también restringidos con Ostreas, Corales, Gasterópodos (Cerithium) y numerosos Foraminíferos bentónicos litorales (Ammonia beccarii).

La protección de estas zonas restringidas podría estar a cargo de barras o pequeños montículos bioconstruidos formados por packstones y bafflestones de Rodofíceas. En efecto, los niveles superiores de las secuencias descritas presentan una evolución hacia facies marinas abiertas en las que se desarrollan localmente cuerpos bioconstruidos formados predominantemente por Rodofíceas (Els Cardscolers). Así, pues, el ciclo transgresivo que registran estos depósitos miocenos nos sitúa sobre los ambientes restringidos (Zona Z de IRWIN, 1965) de lagoon, ambientes de mar abierto (Zona Y de IRWIN, 1965) y cierta profundidad caracterizada por las bioconstrucciones de algas Rodofíceas.

La relación de estos ambientes con los depósitos de Moncaire-Binis viene representada por el bloque diagrama de la figura II.66 donde se integran los diversos tipos de facies.

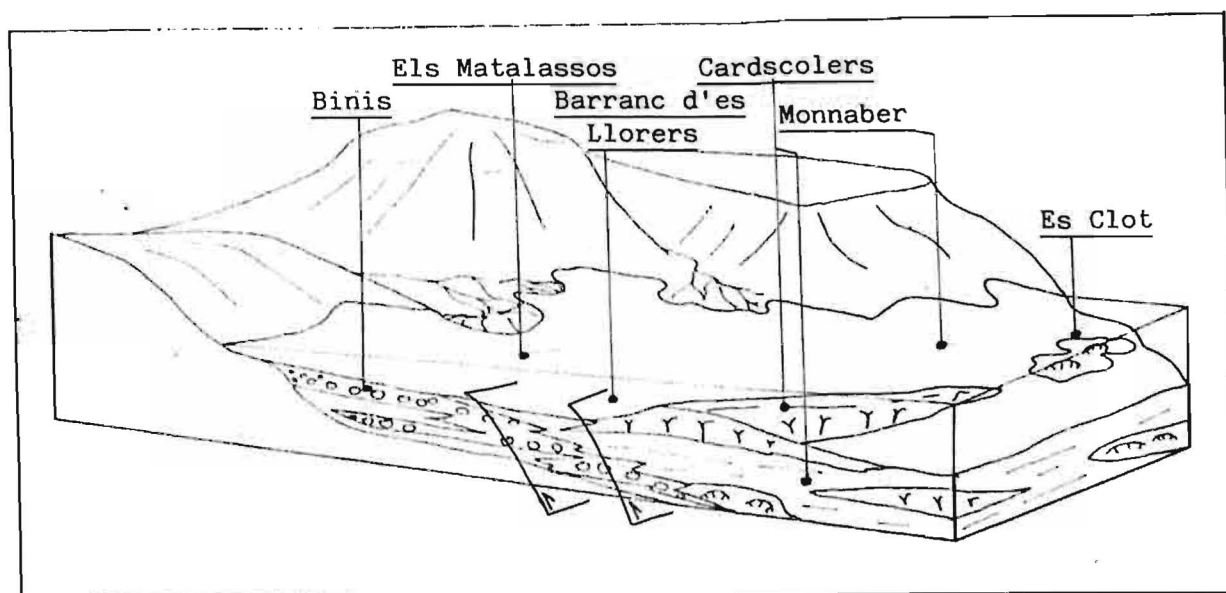


Fig. II.66 Bloque diagrama ilustrativo de las asociaciones de facies de la Formación Calcarenítica de Sant Elm en el área Binis-Els Cardscolers.

AFLORAMIENTOS DEL AREA DEL PUIG ROIG.

Antecedentes:

En los alrededores de Lluc, FALLOT (1922) describe calizas con Lithothamnium y calizas cristalinas sin fósiles que atribuye al Mioceno. Señala que las facies brechoides sacaroideas, se generalizan en el NE de la Sierra, en especial en Lluc, donde se pueden datar gracias a lentejones de calizas zoógenas con Clypeaster y margas azuladas. Para este autor, el lapiaz que separa el Puig Roig y el Puig Tomir no es Jurásico en su totalidad, como señalaba COLLET (1909) y PRAESSENT (1911), sino que comporta facies neógenas miméticas a las jurásicas tanto en su pátina como en su fractura. FALLOT describe también con precisión la estructura de esta compleja región.

ESCANDELL y COLOM (1961) distinguen en este área un Burdigaliense de base transgresivo, en el que incluyen gran parte de las brechas sin fósiles descritas por FALLOT (1922) y un Burdigaliense margoso transgresivo cuyos fósiles enumeran; entre otros citan la existencia de Orbulina bilobata D'ORB. y la Orbulina suturalis BROWN que según MAGNE (1978) correspondería al Langhiense inferior (N9 de BLOW).

BATLLE (1979) señala la presencia de olistolitos en los sedimentos burdigalienses del área de Lluc-Ternelles. En su descripción estratigráfica describe los depósitos miocenos como conglomerados, brechas poligénicas, areniscas más o menos calcáreas y microbrechas.

DEL OLMO et al. (en prensa) describen en una misma unidad los depósitos marinos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm de este área y las brechas de la Unidad de Valldemossa. Los sedimentos miocenos forman, según los

autores citados, el techo de la formación de brechas y están compuestos por conglomerados calcáreos y calizas con Rodofíceas. Contienen Ostreidos, Equínidos, Foraminíferos y Briozoos y los datan como Burdigaliense.

Estructura:

Dos son las interpretaciones hasta ahora formuladas de la estructura de esta región, la primera la suministra FALLOT (1922), mientras que la segunda viene dada por BATLLE (1979). Esta última, aunque no modifica sustancialmente la definida por el autor francés, aporta elementos nuevos al reinterpretar como olistolitos varias de las klippes de la interpretación clásica. Escapa del objetivo de este trabajo el aportar una nueva visión estructural de esta compleja zona, no obstante es necesario definir un contexto estructural para describir e interpretar estos sedimentos.

De forma esquemática podemos señalar además del cabalgamiento principal del Puig Tomir y Puig Roig, la presencia de al menos cuatro escamas de corrimiento que en su techo soportan depósitos miocenos (fig. II.67). Estas cuatro escamas (duplex) están cortadas por el cabalgamiento principal en cuya base podrían situarse además escamas secundarias cuya posición es difícil de reconocer. Un ejemplo de estas últimas podría encontrarse en el itinerario de los "Misteris" en el Monasterio de Lluc.

Descripción de los afloramientos.

Flanco NW del Puig Roig.

Los depósitos miocenos del flanco NW del Puig Roig se sitúan en el techo de la primera escama tectónica del área de Lluc-Puig Roig. Afloran desde Ses Cases d'Es Cosconar hasta el torrent d'Es Coll dels Ases y presentan potencias entre 1 y 13 m (fig. II.67, 68 y 70).

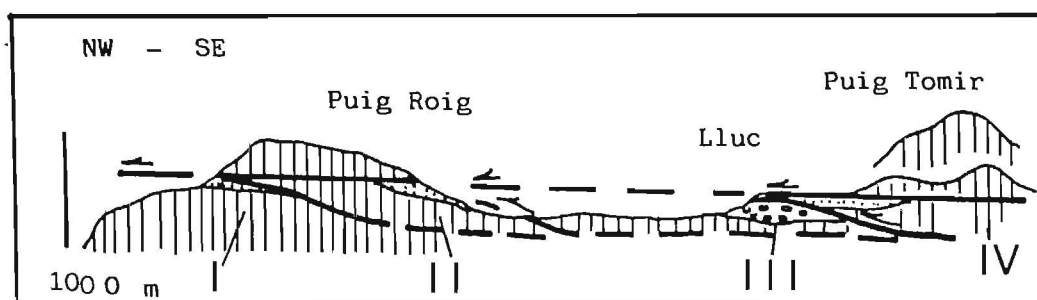
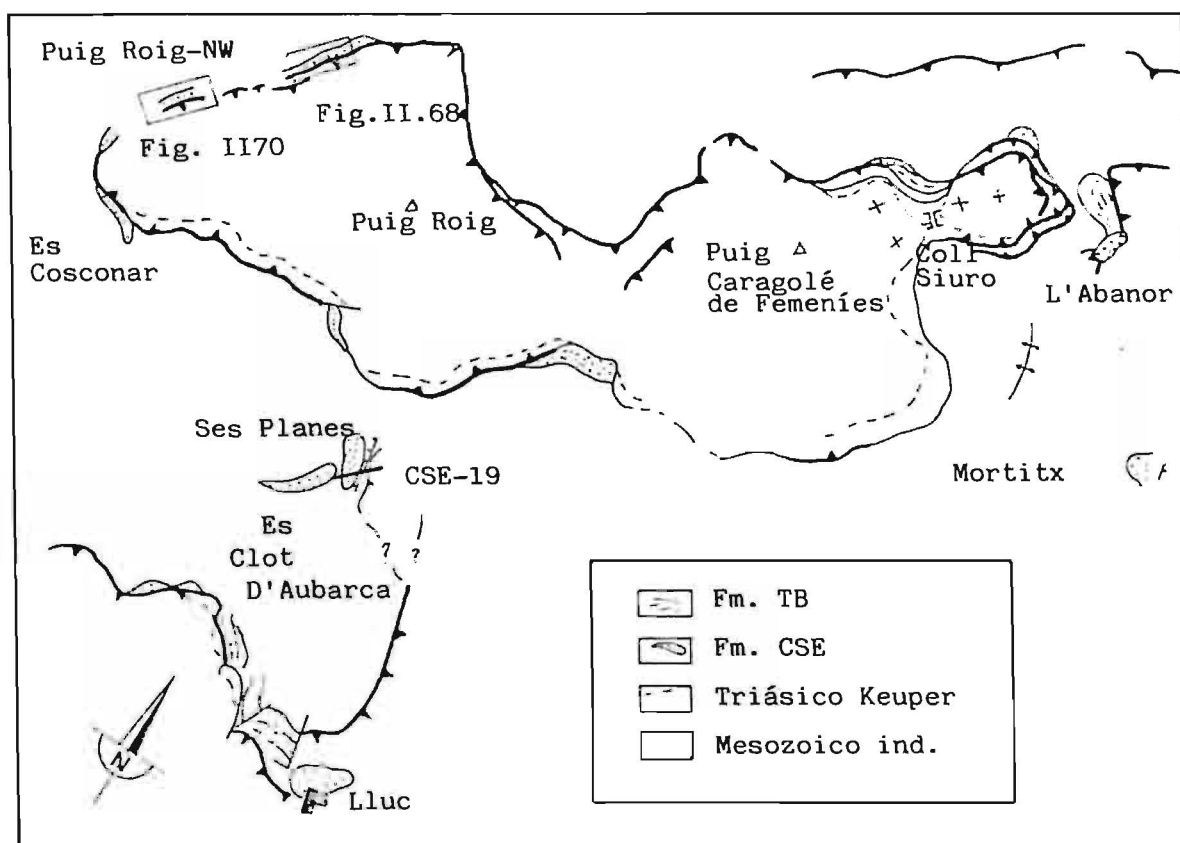


Fig. II.67 Esquema cartográfico y disposición estructural del área LLuc-Puig Roig.

Los afloramientos más orientales (fig. II.68 y 69) presentan en la vertical tres tramos diferenciados. El tramo basal está formado por areniscas calcáreas cuyo contenido en cuarzo alcanza hasta un 40 % y cuyos bioclastos son poco abundantes (fragmentos de Pelecípodos, de Equínidos, de Ostreidos, Miliólidos, etc.); el cemento es esparítico y se observan importantes procesos de micritización. Localmente pueden intercalarse niveles de brechas y algún tramo lutítico. Su base en general no es visible y en algunas series puede faltar totalmente el tramo inferior. El tramo medio está constituido por varias secuencias plano-parallelas de brechas y conglomerados. En algunos casos alternan tramos de brechas subangulosas y conglomerados, mientras que en otros se trata de un tramo homogéneo de brechas o de conglomerados. Localmente se presentan sin matriz (columna C, fig. II.70) y en algunos casos muestran una disposición subhorizontal de cantos, es decir, los ejes mayores de los cantos se disponen preferentemente horizontales mientras que en otros puntos pueden mostrar una laminación oblicua de gran escala. La matriz es una arenisca calcárea que puede contener microfauna (Amphistegina)

El tramo superior está formado por wackestones y packstones de gran diversidad faunística. Localmente se trata de una calcarenita con litoclastos silíceos y micríticos. Los bioclastos predominantes son los fragmentos de Rodófitas, Briozoos y Equínidos. También son frecuentes los macroforaminíferos (Amphistegina, Heterostegina), los Globigerínidos, Miliólidos y los fragmentos de Pelecípodos. Entre los componentes no esqueléticos sólo hay que señalar intraclastos micríticos.

La geometría de estos depósitos es observable tan sólo en dos dimensiones. Se han estudiado dos afloramientos groseramente lenticulares en los que por correlación de las columnas estratigráficas realizadas puede definirse

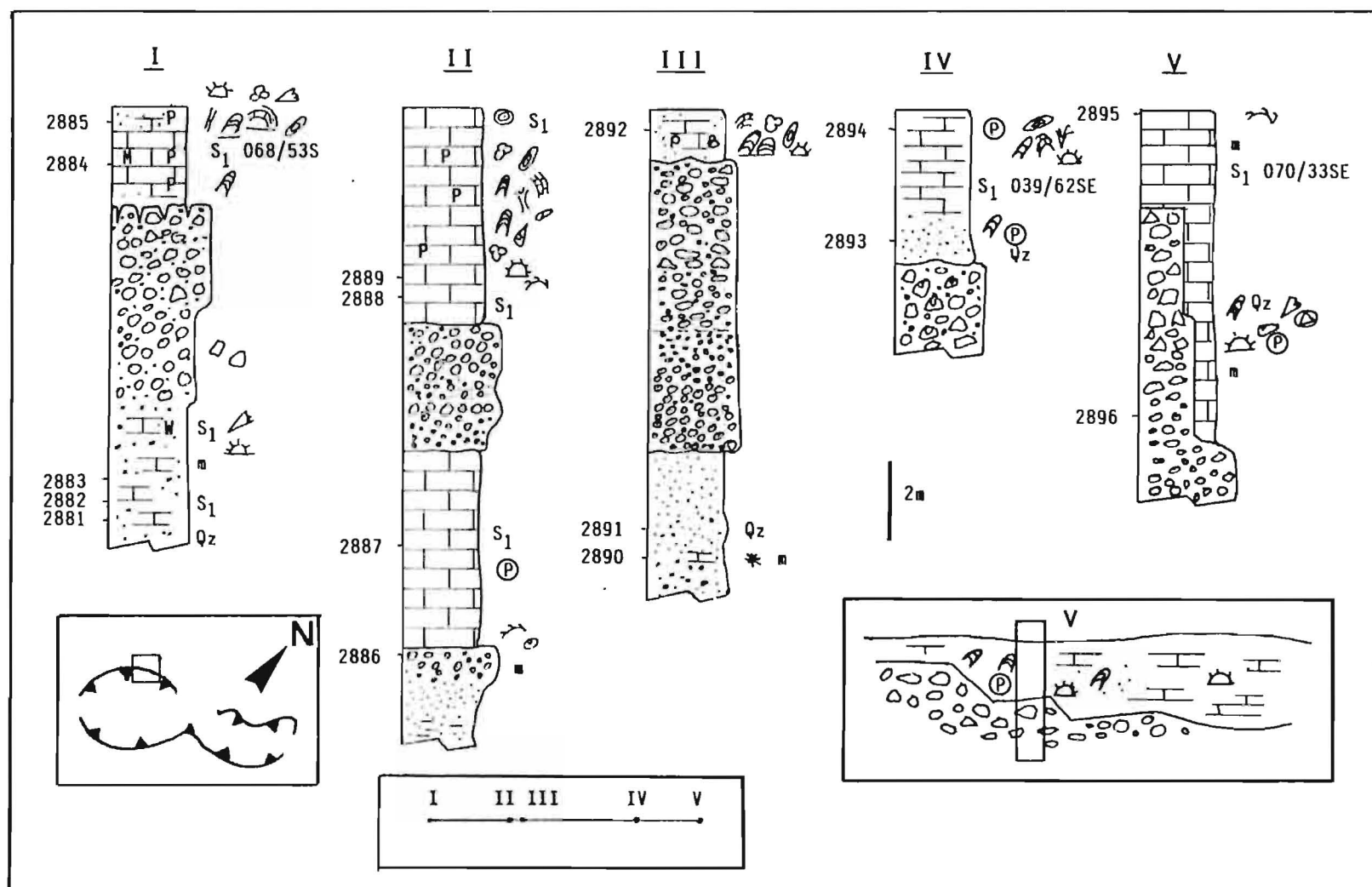


Fig. II.68 Formación Calcarenítica de Sant Elm: Series estratigráficas de los afloramientos orientales del área Puig Roig-NW. Ver situación en el esquema de la fig. II.67

su arquitectura. El más oriental (fig. II.68 y 69) presenta un engrosamiento en su parte central debido a una mayor potencia de los depósitos conglomeráticos del tramo medio. Se observa además, especialmente en su extremo SW, una discontinuidad estratigráfica entre el tramo medio y el superior carbonático. El tramo medio e inferior se presentan, pues, como depósitos lenticulares areniscosos, sobre los que se sitúan otros conglomeráticos y brechoides que indentándose entre sí llegan a ser expansivos sobre los primeros. El tramo superior es onlapante sobre los terrígenos recubriendo y suavizando su paleorrelieve.

Lateralmente, hacia el NE, los afloramientos no son accesibles ya que se remontan sobre el acantilado del Puig Roig; hacia el SW se encuentran cubiertos y equivalen al afloramiento de Es Cosconar que pasamos a describir.

El segundo afloramiento del flanco NW del Puig Roig (fig. II.70 y 71) se sitúa al SW del primero, ya descrito, y del que es equivalente lateral. Sus depósitos son asimétricos. Hacia el NE se asientan bruscamente sobre una superficie de erosión, de orden métrico que sólo logra sobrepasar el tramo carbonatado superior, mientras que hacia el SW presentan mayor continuidad lateral y sus facies se vuelven arenosas.

Litogeométricamente presentan tramos de brechas en el centro del cuerpo sedimentario, mientras que hacia el NE se vuelven conglomeráticos y hacia el SSE areniscosos. En el extremo NE (fig. II.70) los conglomerados se presentan en sets inclinados hacia el NE, sin matriz, muy bien clasificados y casi sin cementar y se apoyan sobre una cicatriz erosiva de más de cuatro metros que se encaja en los depósitos del Jurásico superior. En su tramo superior, al igual que sucedía en los afloramientos orientales, son carbonáticos y se expanden sobre la superficie de erosión mencionada anteriormente, de forma que al NE se apoyan directamente

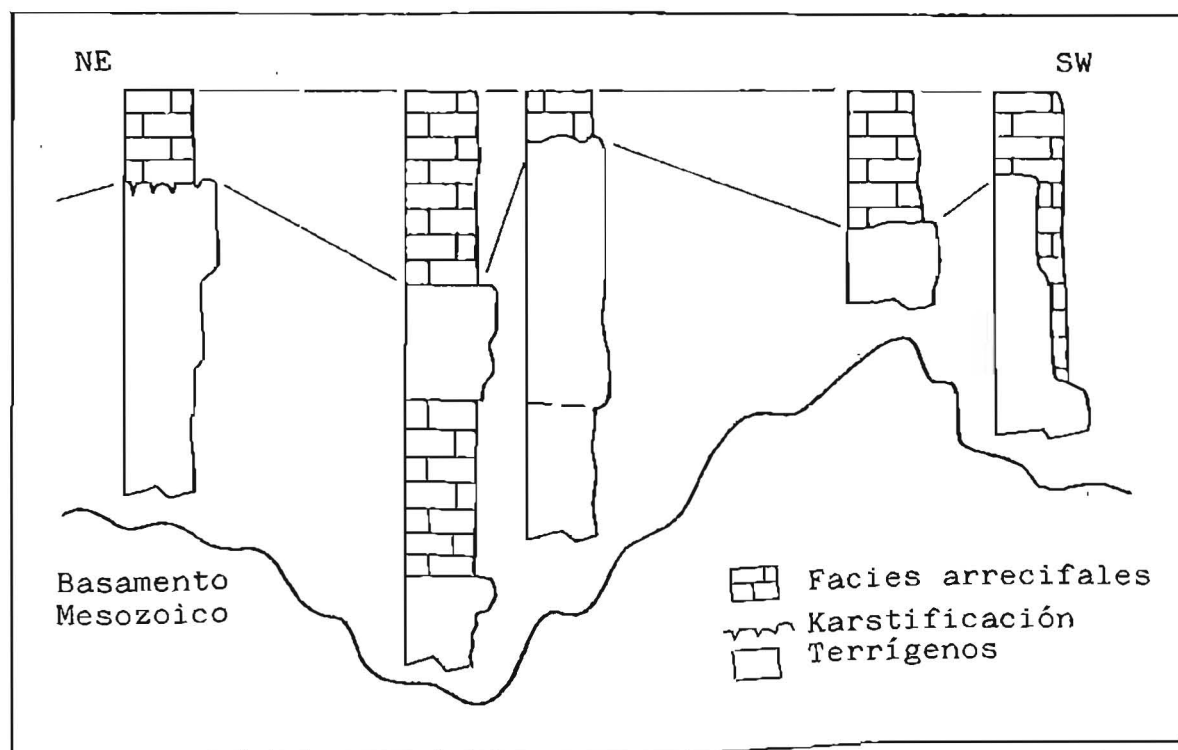


Fig. II.69-A Correlación de las Series orientales del área Puig Roig-NW.

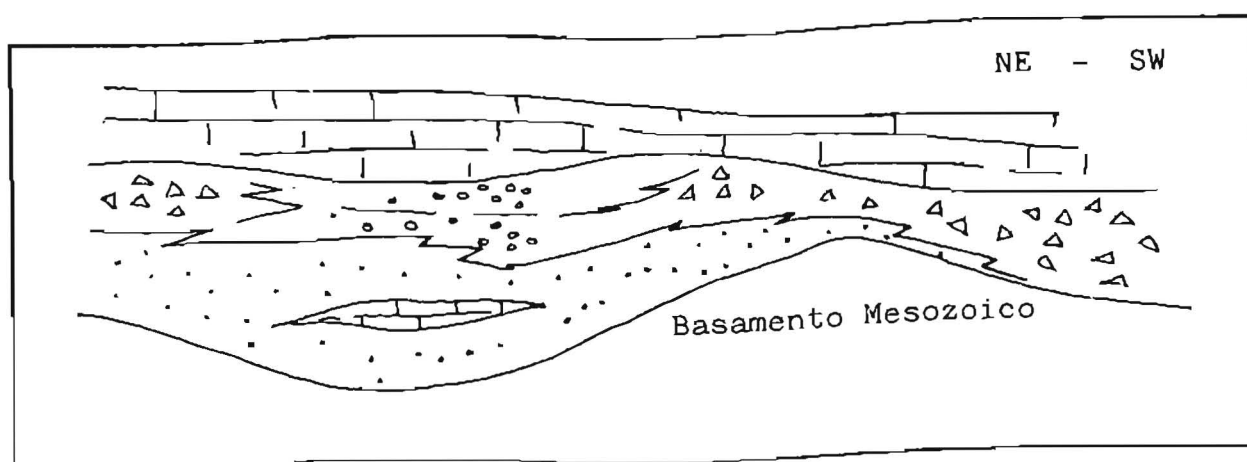


Fig. II.69-B Reconstrucción bidimensional de los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm en la parte oriental del Sector Puig Roig-NW.

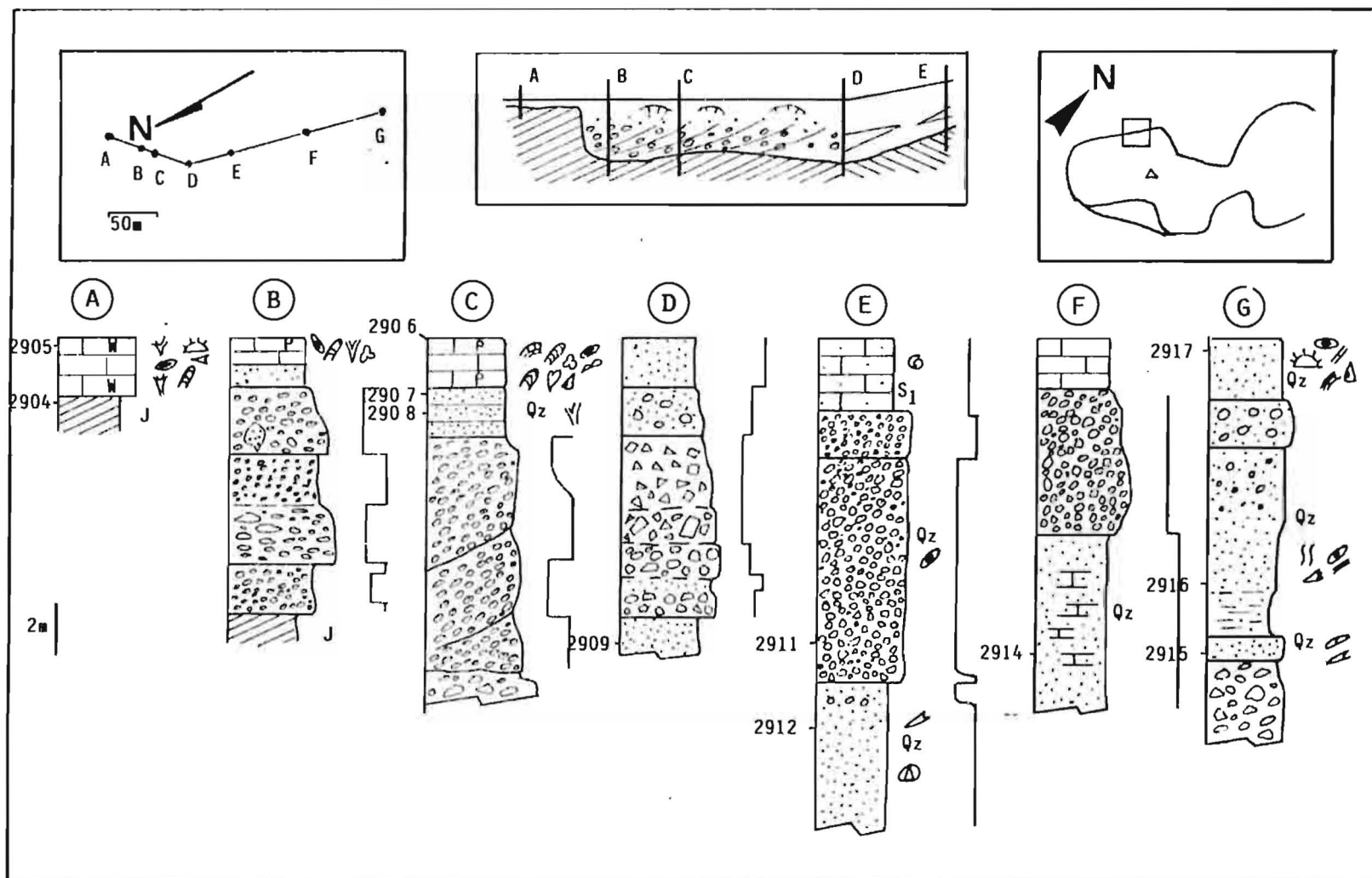


Fig. II.70 Formación Calcarenítica de Sant Elm: Series estratigráficas de los afloramientos occidentales del área Puig Roig-NW. Ver situación en el esquema cartográfico de la fig. II.67.

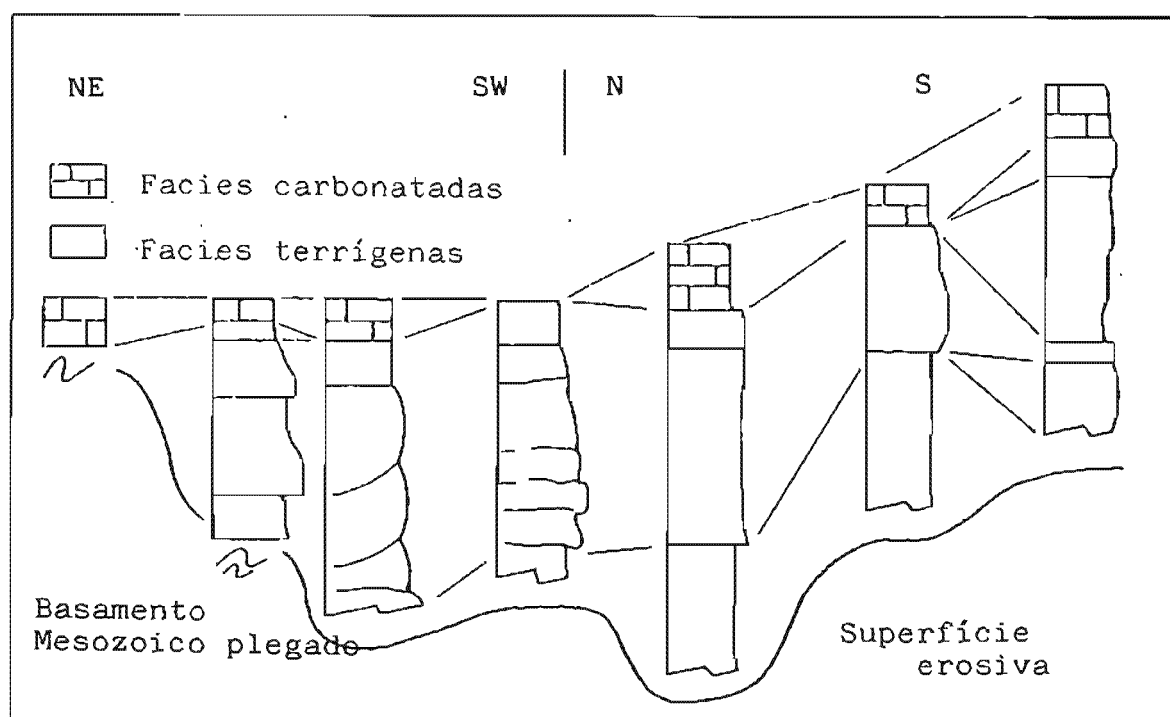


Fig. II.71-A Correlación de las Series occidentales del área Puig Roig-NW.

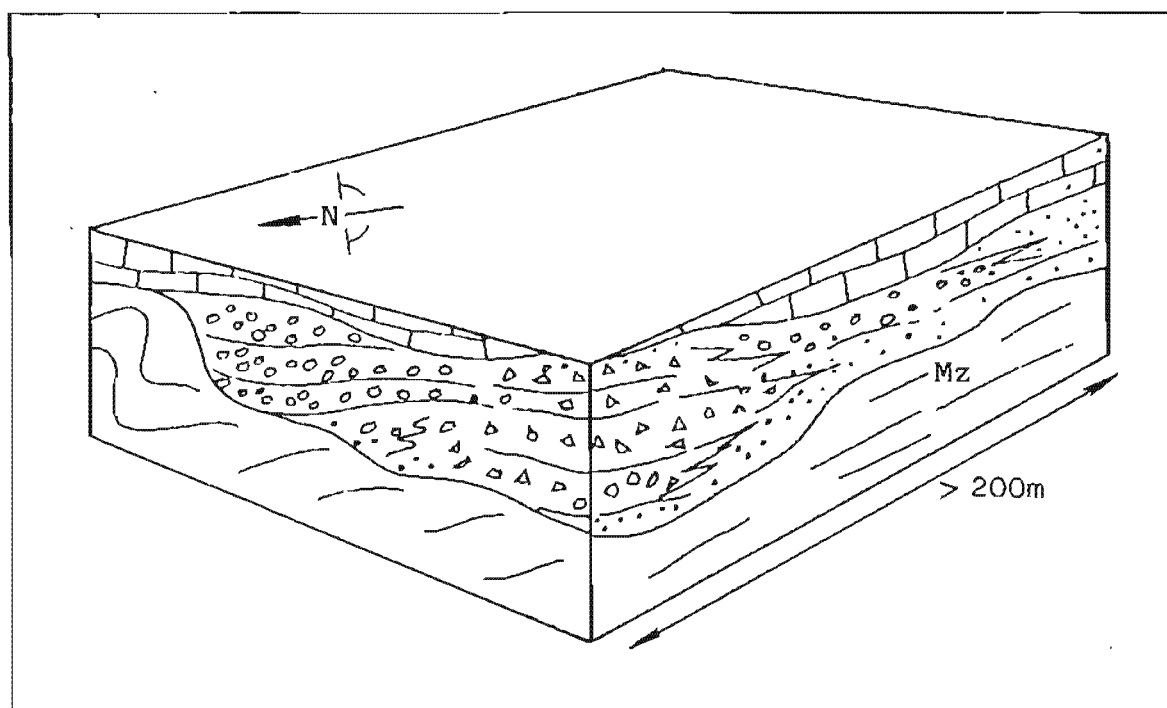


Fig. II.71-B Bloque diagrama ilustrativo de las relaciones entre las diversas asociaciones de facies de los afloramientos occidentales del área Puig Roig-NW.

sobre las calcilutitas jurásicas, faltando los tramos medio e inferior (fig. II.70). El contacto entre el tramo superior y el inferior y medio es neto.

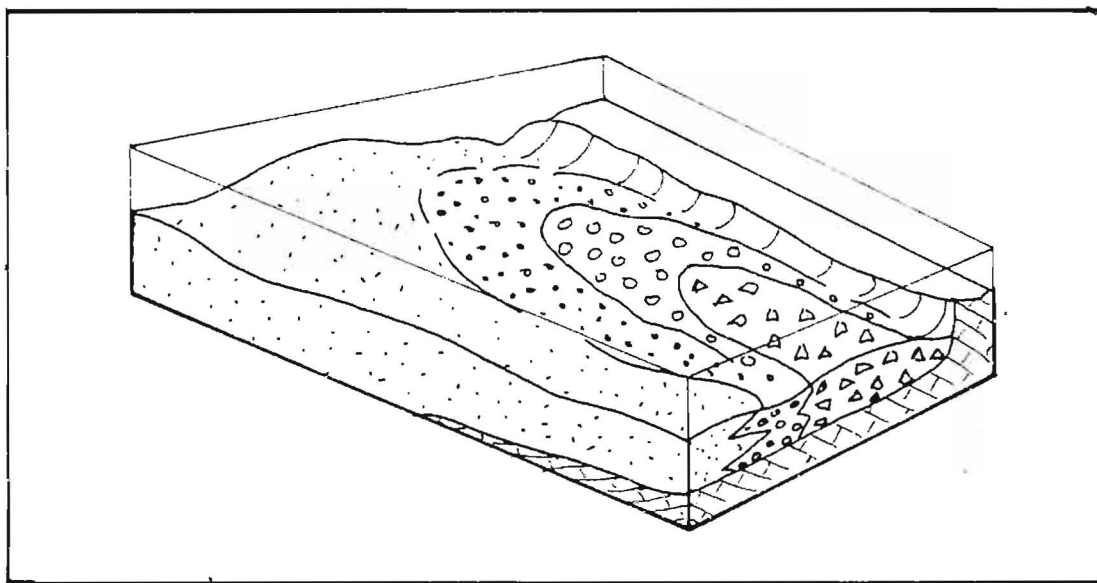


Fig. II.72 Bloque diagrama que muestra la distribución de facies sobre la superficie erosiva que afecta a los materiales jurásicos del área Puig Roig-NW.

A techo de ambos afloramientos se sitúa el cabalgamiento principal del Puig Roig mientras que su base está formada por calcilutitas con Cancelllophycus del Jurásico.

Hacia el S son equivalentes de los sedimentos miocenos que forman la cornisa bajo la que se han construido Ses Cases d'Es Cosconar.

Hacia el NE se pueden seguir en reducidos afloramientos hasta la cuenca de recepción del Torrent d'Es Coll de S'Ase. Se trata de niveles de calcarenitas, brechas con matriz bioclástica, y calcarenitas bioclásticas con fragmentos

de Equínidos, Briozoos, Globigerínidos, Amphistegínidos, etc. cuya potencia que alcanza 6 metros se acuña hacia el NE, hasta desaparecer.

Es Cosconar.

Las casas de Es Cosconar están construidas aprovechando el hueco que la erosión ha producido sobre los materiales miocenos del SW del Puig Roig. Los depósitos miocenos se sitúan discordantemente sobre calizas liásicas y sobre ellos se sitúa un nivel de brechas que constituye la cornisa de Es Cosconar.

Su potencia se sitúa en torno a la decena de metros. En su base afloran materiales rojos, arcillosos con decoloración diferencial, cuya potencia alcanza localmente los 50 cm. Lateralmente son discontinuos, de forma que en su ausencia, los depósitos marinos miocenos se inician con brechas y packstones de Ostreidos y Briozoos. Contienen litoclastos silíceos (hasta un 6 %) y predominan entre los bioclastos, aparte de Ostreidos y Briozoos, Dasicladáceas (?), Amphistegina, Heterostegina y Globigerínidos.

En la vertical evolucionan a packstones de Briozoos muchos de los cuales presentan morfologías incrustantes globosas (briolitos ?). Presentan además fragmentos de Rodofíceas, de púas y placas de Equínidos, de Clorofíceas (tipo Acetabularia ?) y Foraminíferos del tipo Globigerina y Amphistegina.

En el techo de los depósitos miocenos se encuentra una barra de brechas cuyo contacto con dichos depósitos es claramente sedimentario. FALLOT (1922) y BATLLE (1979) proponen una estructura sinclinal que explicaría la disposición estructural de este área, pero esta solución es incompatible con la polaridad de los depósitos miocenos y su contacto superior de tipo sedimentario. Hacia el NNW las brechas

disminuyen de potencia y son equivalentes de brechas con matriz rosada y conglomerados sobre los que se encuentra el cabalgamiento principal del Puig Roig.

Hacia el SE los depósitos desaparecen bajo el cabalgamiento de la segunda escama del área Lluc-Puig Roig (fig. II.67). No obstante hay que señalar que la resolución en el detalle de esta estructura es compleja.

Afloramientos de Sa Plana.

Los afloramientos de Sa Plana se sitúan en el techo de la segunda escama tectónica del área Lluc-Puig Roig. Morfológicamente su relieve cierra la depresión del Clot d'Aubarca y sus depósitos se extienden desde el W de Mossa hasta Son Colom, donde ya fueron citados por FALLOT (1922). Es difícil observar cómo acaban estos depósitos hacia el SW, mientras que hacia el NE pueden correlacionarse problemáticamente con los afloramientos del NW de Coll Siuró y L'Abanor. Su correlación con los depósitos de Mortitx es muy hipotética.

En la serie estratigráfica levantada en el Camino de Son Llobera a Sa Plana se distinguen netamente dos tramos, uno basal conglomerático y otro superior carbonatado. El tramo inferior presenta alternancias de sedimentos conglomeráticos cantos-soportando con otros arenisco-conglomeráticos matriz-soportando. Los ciclos son de orden métrico y las estructuras internas predominantes son la laminación paralela, aunque en la base se observan laminaciones cruzadas de bajo ángulo.

El tramo superior carbonatado presenta varios niveles con macrofauna abundante de Bivalvos y Equínidos (Clypeaster y Scutella) y laminación paralela difusa. Se inicia con calcilutitas y calcarenitas con fragmentos de Equínidos y Foraminíferos de los tipos Miliólidos, Heterostegina

y Cibicidina y litoclastos de cuarzo (15 %) y micríticos (15 %). Evoluciona verticalmente a packstones de Briozoos ramosos e incrustantes con Amphistegina y fragmentos de Rodofíceas y Pelecípodos. Los litoclastos continúan presentes predominando los extraclastos micríticos.

La base de estos depósitos se sitúa sobre margas rojas, posiblemente triásicas, y su techo queda enmascarado por la existencia de campos de cultivo.

Hacia el NE son equivalentes de los conglomerados que se encuentran a retazos en el Camino de Es Cosconar a Mossa, aunque no se pueda precisar en detalle la solución de continuidad entre ambos. Los depósitos miocenos al W de Mossa están formados por conglomerados bien rodados con perforaciones de litófagos y matriz biocalcarenítica, que muestra fragmentos de Pelecípodos, Equínidos, Rodofíceas. Briozoos y Foraminíferos (Amphistegina, Pellatispira, Globigerinas). La textura es cantos-soportando.

Afloramientos del NW del Coll Siuró y de S'Abanor.

Continuación probable de los depósitos de Mossa, el Mioceno de la segunda escama del área Lluc-Puig Roig aflora al NW del Coll Siuró y al NE del Puig de Ses Mules, en L'Abanor.

Se sitúan sobre brechas de la Unidad de Valldemossa y se encuentran sobre ellos sedimentos turbidíticos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar que a su vez son cabalgados por el klippe principal del Puig Roig-Puig Caragoler (fig. II.67).

Están formados por conglomerados con matriz bioclástica, calcarenitas con cantos y calcarenitas bioclásticas. Los cantos, subredondeados, pueden estar incrustados por Briozoos, que forman el porcentaje mayor de los bioclastos tanto

en morfologías ramosas como incrustantes. Otros bioclastos presentes son los fragmentos de Equínidos, Pelecípodos y en menor medida Serpúlidos. También son frecuentes los Foraminíferos: Amphistegina, Heterostegina, Ammonia, Miliólidos y Globigerínidos. A techo de la unidad pueden observarse ferruginizaciones.

No ha sido posible levantar perfiles estratigráficos debido a la mala calidad de los afloramientos.

Afloramientos de Lluc - Aubarca.

A techo de la tercera escama del área Lluc-Puig Roig se encuentra una banda de terrenos miocenos en los que estructuralmente pueden definirse hasta tres escamas tectónicas cuya complejidad escapa de los objetivos del presente trabajo (fig. II.67).

No obstante, aunque no en detalle, sí podemos definir su superposición hipotecando la reconstrucción paleogeográfica que su despliegue pueda producir al conocimiento en detalle de la estructura.

Los depósitos inferiores, que forman parte s.s. de la tercera escama del área Lluc-Puig Roig, afloran a lo largo del sinuoso camino que desde Es Clot d'Aubarca asciende hasta la Carretera de Lluc a Son Massip. Presentan unos límites laterales de difícil definición; hacia el E están en contacto por falla con las brechas que forman el límite oriental del Clot d'Aubarca. Hacia el W la resolución más probable ha de ser también por fractura.

Su base se sitúa, a través de un contacto discordante, sobre las margas rojas u los materiales volcánicos que afloran en la depresión del Clot d'Aubarca.

Litológicamente están formados por conglomerados bien rodados, con envueltas de cemento calcítico fibroso, cemento esparítico interparticular y localmente ferruginoso. Los cantos están interpenetrados y en muchos casos afectados por superficies estilolíticas.

La litología de los cantos es predominantemente calcárea aunque también son abundantes (20 %) los volcánicos. El tamaño máximo está entre 20 y 30 cm y los nodales son entre 4 y 5 cm para los cantos volcánicos y 1 cm para los calcáreos. Su potencia alcanza cerca de 90 m y no se observan estructuras internas, aparte de una difusa laminación horizontal. No hay ciclos ni secuencias visibles.

Sobre estos depósitos inferiores se encuentran lutitas y calcarenitas de la Formación Turbidítica de Banyalbufar cabalgadas por una nueva escama tectónica formada en su totalidad por Mioceno.

Estos depósitos miocenos corresponden a la cuarta escama, aunque hay que señalar que esta disposición estructural se basa en criterios estratigráficos ya que no se observan -la calidad del afloramiento es muy baja- estructuras tectónicas concluyentes.

Están formados por un tramo inferior de conglomerados polimícticos, cantos-soportando bien redondeados, de tamaño máximo de 6 cm y nodal de 3 cm. Sus litologías son idénticas a las descritas en los depósitos inferiores, es decir cantos micríticos (25 %) y volcánicos (20 %). La matriz es escasa y localmente rojiza, presentando además granos milimétricos angulosos. No se observan fósiles.

En vertical evolucionan a calcarenitas y calcilutitas rojizas con una muy abundante macrofauna de Ostreidos, Gasterópodos, Lamelibranquios, y sobre todo Coralarios.

Aunque los afloramientos no permiten observar la disposición geométrica de los sedimentos puede afirmarse que la macrofauna se dispone en niveles concretos, de forma que nos encontramos con estratos decimétricos, en los que predominan las colonias de corales mientras que en otros niveles se encuentran ausentes. Los Ostreidos y demás Lamelibranquios están presentes en cualquiera que sea la acumulación de fauna. Los Gasterópodos, predominantemente Cerithium, pueden encontrarse en los niveles de Corales o acumularse en niveles en los que constituyen la macrofauna predominante. Los niveles de Corales muestran bien la predominancia casi exclusiva de una sola especie: Stylophora raristella (DEFRANCE) o bien se encuentran en bandas de alta diversidad específica. Hay que decir que siempre Stylophora raristella es la especie predominante. Han podido identificarse, además:

Agaricia batalleri
Heliastraea asteroides (BATLL.)
Heliastraea deformis (CHEVAL.)
Heliastraea mellahica
Heliastraea sp.
Tarbellastraea aquitaniensis
Thegioastraea burdigaliensis (CHEVAL.)
Thegioastraea diversiformis
Thegioastraea miocenica
Ellasmoastraea sp. (?)

En ciertos niveles se encuentran en posición de vida, mientras que en otros (en general los de mayor diversidad específica) forman acumulaciones sin ninguna granoselección y alternando con niveles detríticos rojos. La potencia total de estos depósitos arrecifales puede estimarse en 20-25 m.

Los depósitos superiores de la zona Lluc-Aubarca cabalgan a los depósitos arrecifales ya descritos, o se

encuentran sobre los niveles de brechas que forman los bordes E y SW de Es Clot d'Aubarca (Els Misteris de Lluç y el Camino a Son Massip). No es seguro que constituyan un solo nivel homogéneo. Se han agrupado para facilitar la descripción y porque constituyen los niveles más altos inmediatamente por debajo del cabalgamiento principal.

Sus afloramientos son de muy baja calidad, no permitiendo levantar perfiles estratigráficos. Están formados por conglomerados, microconglomerados y calcarenitas. Los litoclastos predominantes son granos micríticos y microesparíticos (hasta un 50 %); también están presentes los granos silíceos (1-3 %) y localmente los volcánicos y oolíticos. Los bioclastos están representados por Amphistegina y Briozoos tanto ramosos como incrustantes; son frecuentes las púas y placas de Equínidos, los fragmentos de Moluscos, Miliólidos y Globigerínidos.

Las correlaciones laterales de estos depósitos, así como su posición estructural no quedan bien definidos ya que en una estructura multiescamada resulta arriesgado establecer las correlaciones laterales lineales.

Afloramientos de Mortitx y Pedrusella.

En el NE del área Lluç-Puig Roig se encuentran pequeños afloramientos miocenos, cuyo contexto estructural es complejo (fig. II.67). Sedimentológicamente tampoco permiten reconstrucciones precisas dada la mala calidad de los afloramientos. No obstante su presencia es necesaria para cualquier reconstrucción paleogeográfica por hipotética que sea.

Ses Cases de Mortitx se sitúan sobre depósitos conglomeráticos y carbonatados que buzando hacia el O70 se asientan discordantemente sobre brechas de la Unidad de Valldemossa. En la base presentan conglomerados subredondeados, polimícticos y homomícticos, cantos-soportando. Evolucionan en

la vertical a calcarenitas y calizas bioclásticas ricas en Rodofíceas.

Es Torrent de Mortitx presenta al menos dos escamas en cuyo techo se encuentran depósitos miocenos: la inferior soporta conglomerados subredondeados con perforaciones de litófagos y matriz bioclástica. La textura es cantos-soportando y las perforaciones presentan relleno geopetal concordante con la estratificación. Los litoclastos son granos y cantos micríticos con fantasmas de Gasterópodos. Los bioclastos de la matriz están formados por fragmentos de Pelecípodos, Briozoos incrustantes y ramosos, y Foraminíferos del tipo Globigerínido y Amphistegina.

La escama superior del Torrent de Mortitx que soporta Mioceno presenta brechas y conglomerados con matriz bioclástica formada por fragmentos de Ostreas con perforaciones de litófagos, Rodofíceas muy micritizadas y Globigerínidos. Se observa también cemento ferruginoso.

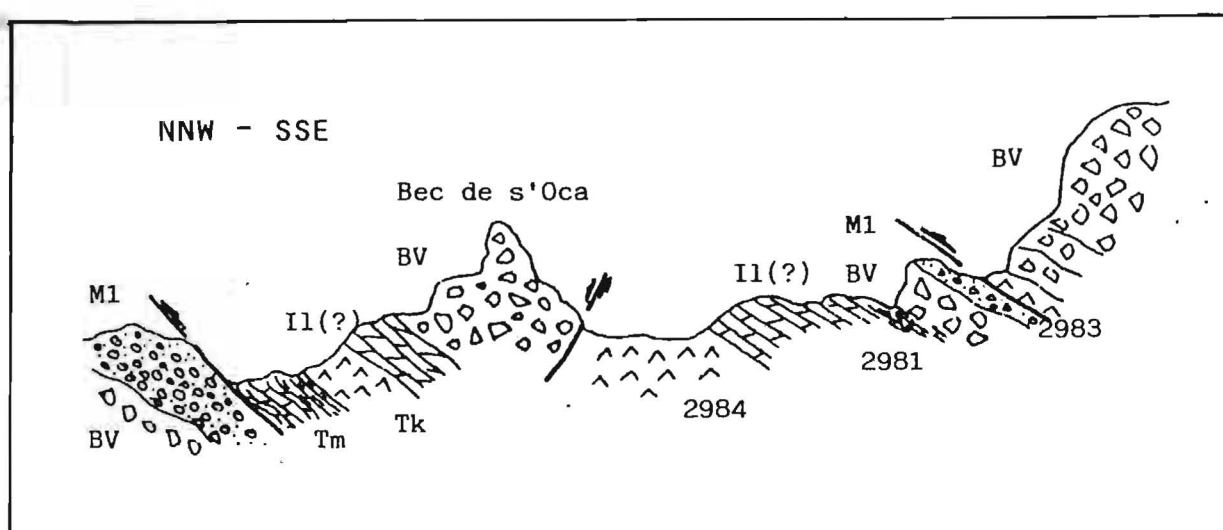


Fig. II.73 Corte estratigráfico y estructural del Torrent de Mortitx.

Estructuralmente es sugerente relacionar estos dos afloramientos con los depósitos miocenos de la escama primera (Es Cosconar, NW del Puig Roig) y/o de la segunda (Sa Plana, Mossa, L'Abanor) del área Lluc-Puig Roig. Asegurarlo requiere un estudio tectónico detallado que escapa de los objetivos de esta Tesis.

Afloramientos de Escorca y Carretera de La Calobra.

Se sitúan al SW del área Lluc-Puig Roig. Afloran de forma discontinua desde los primeros kilómetros de la Carretera de La Calobra hasta las casas de Escorca. Los materiales miocenos están formados por conglomerados subredondeados polimícticos (cantos de micritas, oolitas, areniscas de cuarzo y volcánicos) con matriz bioclástica o sin matriz. A techo presentan depósitos carbonatados con cantos, en los que predominan las Rodofíceas, los fragmentos de Equínidos (púas y placas) y de Briozoos.

Otra pequeña banda miocena se sitúa en la Carretera a La Calobra (altura topográfica 400 m) en El Bosque. El afloramiento muestra unos 2 metros de brechas de cantos micríticos y silícicos con matriz calcarenítica con cuarzo que contiene como bioclastos fragmentos de Bivalvos (con diagénesis de silicificación) y placas de Equinoideos. Aunque la fauna que contiene no es diagnóstica de una edad miocena, sus facies son características por lo que ha de considerarse su presencia en cualquier interpretación estructural.

Interpretación de los afloramientos de Lluc - Puig Roig.

En la zona Lluc-Puig Roig podemos definir dos asociaciones de facies: facies conglomerático-calcareníticas y facies arrecifales. En el detalle estas asociaciones presentan numerosas variaciones locales.

Facies conglomerático-calcareníticas: Globalmente se interpretan como el retrabajamiento litoral de aportes terrígenos y su posterior colonización por organismos. Presentan tres subasociaciones de facies:

Calcarenitas con cuarzo, conglomerados y brechas canalizadas: Se definen en las series de Es Puig Roig y presentan geometrías lenticulares. En los afloramientos occidentales se organizan en láminas inclinadas sobre una cicatriz erosiva de orden métrico (acrección lateral ?) (fig. II.70, 71 y 72). En este borde de canal están formadas por conglomerados homométricos sin matriz y prácticamente sin cementar; hacia el centro aumenta el contenido en matriz y los clastos se hacen angulosos y heterométricos constituyendo un núcleo central, especialmente potente; hacia el SW disminuye de nuevo la potencia y el tamaño de grano. Estructuras similares han sido descritas por POMAR y RODRIGUEZ-PEREA (1983) en el Mioceno superior de Randa (Mallorca) quienes las interpretan como canales erosivos de plataforma-rampa.

Esta asociación de calcarenitas con cuarzo, conglomerados y brechas canalizadas se interpreta como el producto del retrabajamiento sublitoral de aportes terrígenos proximales. Es complejo deducir el tipo de corrientes que actuaba en dicho retrabajamiento y era capaz de producir la citada acanaladura. La falta de modelos actuales o fósiles al respecto es notable y la acción de corrientes de retorno

(rip currents) y/o de temporal (storm surge ebb currents BANKS, 1973) de gran intensidad, en áreas sublitorales proximales han de ser invocadas como mecanismos para su interpretación.

Conglomerados masivos: Afloran al E del Clot d'Aubarca, son masivos, bien rodados y cantos soportando. Evolucionan lateral y/o frontalmente a calcarenitas rojizas con Corales. Su interpretación es problemática, debe tratarse de depósitos continentales localizados que se internan en áreas marinas desarrollando un relieve positivo y siendo retrabajados por el oleaje. Su carácter homogéneo apunta a flujos de cierta constancia, aun cuando procedan de relieves elevados y próximos; pueden calificarse como fan-deltas o incluso como deltas de pequeñas dimensiones y muy proximales.

Conglomerados y calcarenitas bioclásticas: Constituyen gran parte de los afloramientos de este área y se interpretan como sedimentos sublitorales, retrabajados por la mar y colonizados por organismos bentónicos (Equínidos, Briozoos y Foraminíferos). No presentan características diferenciales respecto a los descritos en otros afloramientos, excepto la presencia en Sa Plana de lumaquelas de Lamelibranquios.

Calcarenitas y calcilutitas con corales: Afloran al E d'Es Clot d'Aubarca y son equivalente lateral de la asociación de conglomerados masivos. Presentan alta diversidad específica de Scleractínidos, entre los que predomina Stilophora raristella junto a Gasterópodos (Cerithium), Ostreas y otros Lamelibranquios. La fauna se agrupa en niveles localizados de potencia decimétrica. Se interpretan como el poroducto de la interacción de depósitos terrígenos seguidos en épocas de menor influjo clástico por crecimientos arrecifales más o menos extensos. Cuando el aporte terrígeno es importante, sólo Stilophora raristella puede resistirlo y es entonces la especie dominante. Localmente pueden encontrarse otros desarrollos arrecifales de pequeña magnitud

sobre los depósitos terrígenos descritos en el área Puig Roig NW.

Aunque el complejo despliegue estructural condiciona fuertemente la reconstrucción, este conjunto de asociaciones de facies dibuja una paleogeografía en la que los aportes terrígenos proceden principalmente del NE. Localmente sobre estos aportes terrígenos se desarrollan facies arrecifales (fig. II.74).

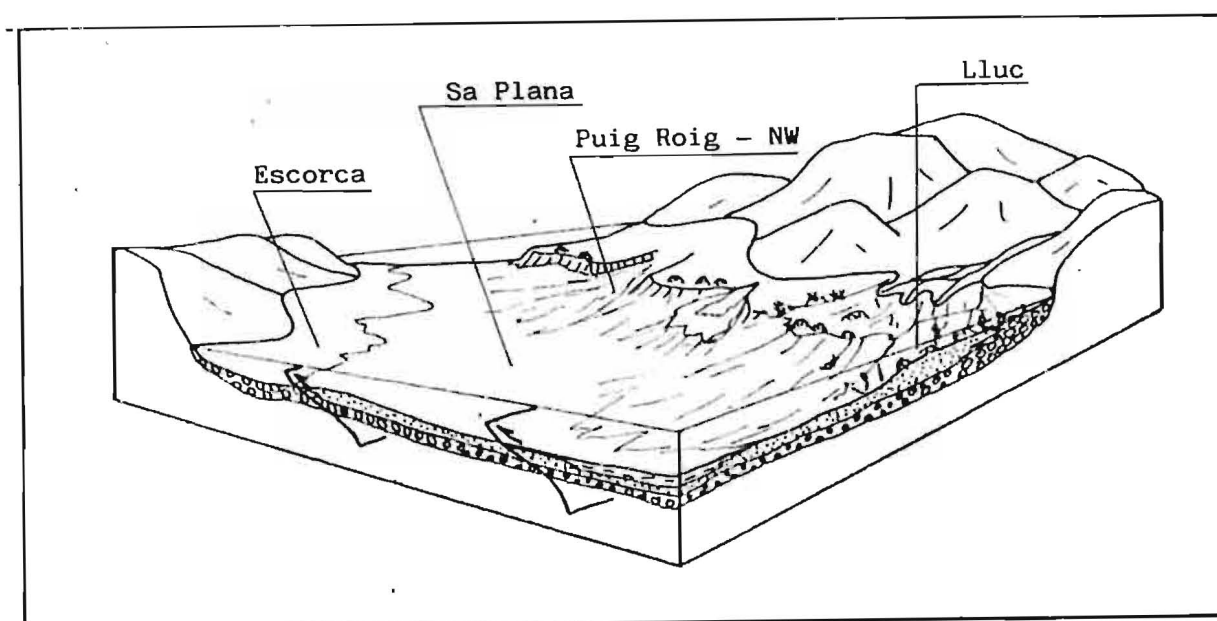


Fig. II.74 Bloque diagrama ilustrativo de la distribución de las diversas asociaciones de facies de la Formación Calcarenítica de Sant Elm en el área Lluç-Puig Roig.

AFLORAMIENTOS DE SON TORRELLES.

Antecedentes:

FALLOT (1922) describe pudingas neógenas al NE de las casas de Son Torrelles. Se disponen en forma de sinclinal y se continúan hacia el collado entre el Puig Major y el Puig de Ses Vinyes. No reconoce, en cambio, su presencia al SW, en Sa Coma de Son Torrelles.

COLOM (1968) cartografía por vez primera los depósitos de Sa Coma de Son Torrelles y los correlaciona con los sedimentos de la ladera Norte del Puig Major. Están formados por finos lechos detríticos entre los que se intercalan algunos bioclásticos con Melobesias. Contienen, según COLOM, restos de plantas y su composición es totalmente marina.

DEL OLMO et al. (en prensa) los sitúan pinzados entre fallas en la Unidad Alfàbia-Es Barracà y los describen como intrabiomicritas arenosas atribuyéndoles un medio sedimentario de plataforma somera en un ambiente litoral.

Estructura:

Los depósitos miocenos de Sa Coma de Son Torrelles se disponen en la base de una estructura sinclinal de flancos subverticales que hacia el SW se encuentra cabalgada por los materiales mesozoicos de la Serra de Cúber. Hacia el NE se observan también retazos de dicha estructura sinclinal que se prosiguen al E de Son Torrelles tal y como indicaba FALLOT (fig. II.75).

Descripción:

Los sedimentos de Son Torrelles están formados por

niveles de calcarenitas y lutitas en estratos decimétricos y métricos en los que predominan la laminación paralela. A veces están granoclasificados y localmente las margas contienen niveles lenticulares más o menos continuos de microbrechas con abundantes bioclastos. Las calcarenitas son bioclásticas (30-40 % de bioclastos), con abundante matriz micrítica, y contienen fragmentos de Lamelibranquios, Equínidos, Briozoos (ramosos e incrustantes) y Foraminíferos (Amphistegina, Heterocyclina, Lepidocyclina, aglutinados y Globigerínidos). Hacia el NE las facies se hacen conglomeráticas. Su potencia alcanza la decena de metros y en su base se encuentran brechas de la Unidad de Valldemossa, mientras que en su techo se sitúan las margas de la Formación Turbidítica de Banyalbufar.

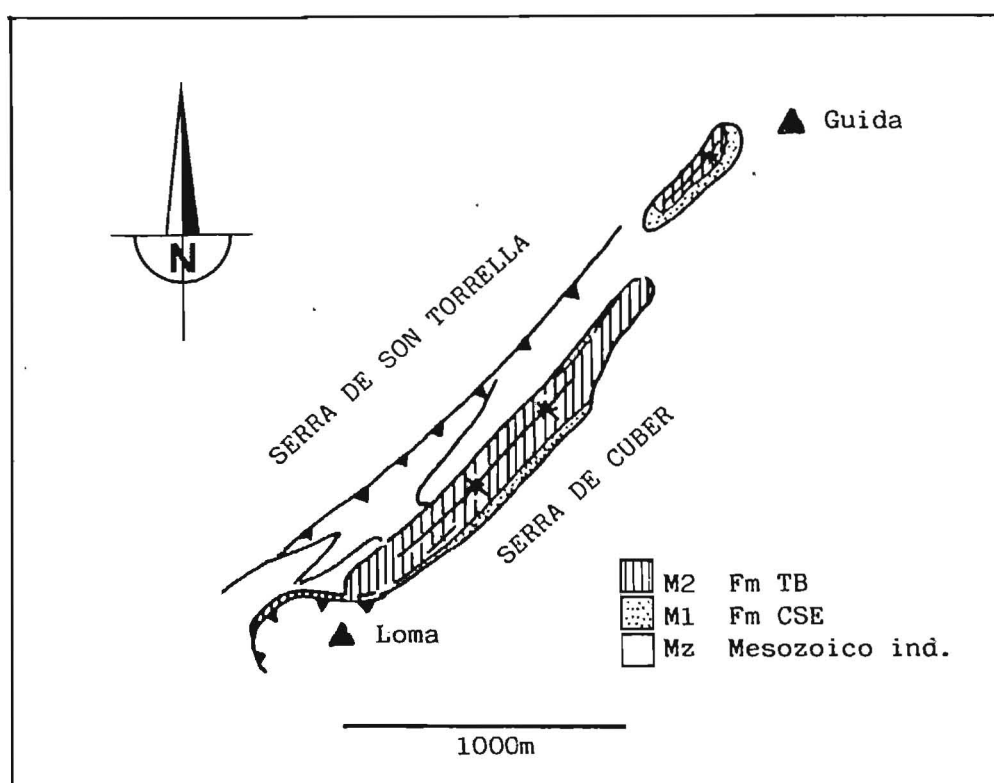


Fig. II.75 Esquema cartográfico del Mioceno del área de Son Torrelles.

Interpretación:

La presencia de niveles margosos, la granoclasificación la abundancia de fauna y la laminación paralela como caracteres principales permiten atribuir los depósitos de Sa Coma de Son Torrelles a niveles energéticos por debajo de la acción normal del oleaje (X de IRWIN, 1965) donde sólo llegan depósitos gruesos en los episodios atemporalados, por mecanismos de flujo en masa, probablemente turbidítico. Los aportes terrígenos son escasos a moderados (f) aunque aumentan hacia el NE.

INTERPRETACION GENERAL DE LOS AFLORAMIENTOS DEL SECTOR BINIS - LLUC.

Los depósitos miocenos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm del Sector IV: Binis-Lluc se interpretan sedimentados en condiciones litorales y sublitorales. Se ha definido en ellos un conjunto de asociaciones de facies que configuran un ámbito paleogeográfico caracterizado por áreas emergidas al NW y al NNE. Las asociaciones de facies conglomerático-calcareníticas se sitúan en las zonas más litorales construyendo en algunos casos (Lluc) relieves positivos sobre las que se desarrollan las asociaciones de facies arrecifales, en otros casos, probablemente a causa de una mayor paleopendiente (Puig Roig NW), los depósitos terrígenos se internan sobre la plataforma movidos por fuertes corrientes y llegan a producir canales erosivos de orden métrico.

También se desarrollan, en este área, facies restringidas (Z de IRWIN, 1965) a veces lagunares y salobres, que se intercalan entre depósitos marinos también restringidos (Es Clot, Els Cardscolers). La protección energética de estas áreas está a cargo, al menos en parte, de montículos alargados o barras formadas por packstones y bafflestones de algas Rodofíceas.

Finalmente se han identificado facies de la zona X (IRWIN, 1965), es decir por debajo de la acción normal del oleaje, en las que alternan los episodios de calma con la irrupción de corrientes generadas por temporales y la distribución consiguiente de los materiales gruesos provenientes de áreas más someras. Estos sedimentos se sitúan estructuralmente en la Serie II de FALLOT (1922) en Sa Coma de Son Torrelles.

Las secuencias verticales descritas en este área registran el avance transgresivo del mar mioceno y localmente compensado por aportes terrígenos. En el área de Els Matalassos se observa la presencia de aportes terrígenos mientras que en el área del Puig Roig NW se producen secuencias localmente granocrecientes. A techo de estas últimas y fosilizando sus depósitos se instalan facies arrecifales que señalan el máximo transgresivo. En los depósitos de Es Cosconar se registra a techo de la secuencia miocena depósitos de brechas probablemente olistostrómicos (Unidad Gravitacional (?)).

Este conjunto de sedimentos cuya representación esquemática se muestra en la figura II.75' constituye el resultado del balance entre el avance transgresivo de la mar, los aportes terrígenos y la acción constructora de los organismos.

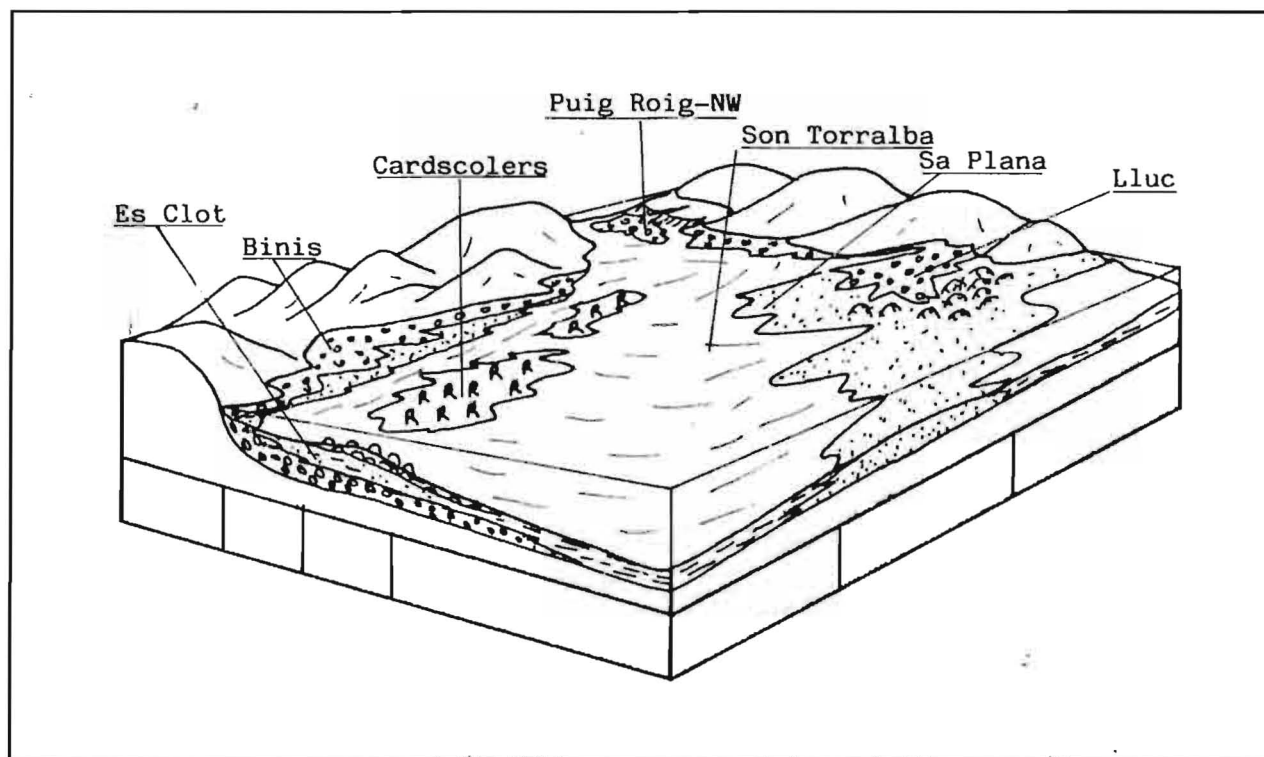


Fig. II.75' Representación de los paleoambientes que se desarrollan en el sector IV (Binis-Lluc). Reconstrucción paleogeográfica a escala aproximada.

SECTOR V FARTARITX - FORMENTOR.

Se agrupan en este Sector V los sedimentos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm que afloran en el NE de la Serra de Tramuntana.

Pertenecen todos ellos a la Serie *II de FALLOT (1922) y para su descripción e interpretación se han definido los siguientes grupos de afloramientos: Area de Fartaritx, Area del Castell del Rei y Area de Formentor (Cala Sant Vicenç, Cala Bòquer, Es Clot y Cala Figuera).

AFLORAMIENTOS DE FARTARITX.

Antecedentes:

FALLOT (1922) describe el Neógeno de Fartaritx como formado por areniscas, margas, calizas con Lithothamnium y Amphistegina y conglomerados; le asigna una potencia entre 40 y 50 m y lo sitúa cabalgado por las masas calcáreas de la Mola y Puig Fartaritx. Estructuralmente este área es compleja y FALLOT (1922) sitúa una masa intercalada entre los depósitos miocenos (fig. 200 bis, p. 403 de FALLOT) que sería, según dicho autor, el resultado de un repliegue anticlinal.

BATLLE (1979) describe una estructura sinclinal tumbada hacia el NNW. El flanco invertido estaría formado por el Burdigaliense margoso y las calizas y dolomías de Es Puig d'Es Cà.

DEL OLMO et al (en prensa) cartografían sus depósitos desde el E del Puig Tomir hasta la Carretera de Pollença a Inca. Les atribuyen una estructura sinclinal.

Estructura:

Los depósitos miocenos de Fartaritx se sitúan discordantes sobre un basamento de brechas de la Unidad de Valldemossa y forman globalmente una estructura sinclinal laxa cuyo eje parece estar inclinado hacia el NE. No obstante, esta estructura sinclinal sólo es observable claramente en los sedimentos del Valle de Es Rafal por donde discurre el Torrent de Son Brui, ya que en las cumbres de Fartaritx la estructura es compleja y multiescamada. En efecto, un corte transversal a la estructura desde Fartaritx d'En Recó hasta la vertiente S de Mina Gran-Sa Barquera (fig. II.76) muestra la presencia de una posible estructura

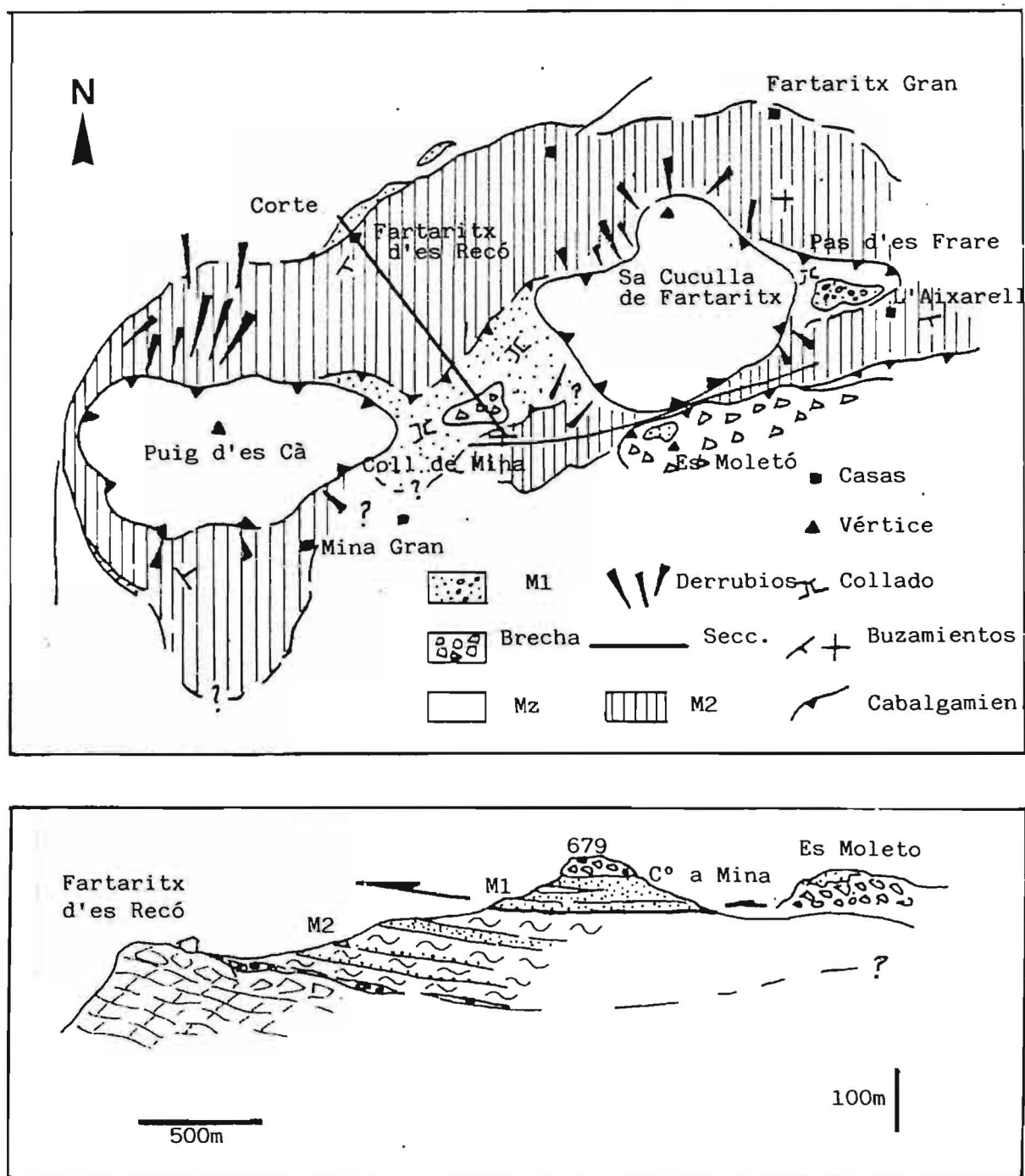


Fig. II.76 Esquema cartográfico y disposición estructural del Mioceno del área de Fartaritz.

sinclinal laxa junto a al menos una escama tectónica en la que los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm M1 cabalgan a sedimentos turbidíticos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar. Lateralmente al corte de la figura II.76 los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm son cabalgados a su vez por las brechas de Es Puig d'Es Cà al WSW y por las de Sa Cucuia de Fartaritx al ENE. Este doble cabalgamiento se observa claramente en Es Pas d'Es Frare, estrecho que franquea el crestón que separa Fartaritx Gran de L'Assarell. Sobre calizas liásicas cabalgantes sobre el Mioceno subhorizontal del Sur de Fartaritx Gran se encuentran conglomerados y calcarenitas con Clypeaster cabalgadas a su vez por los materiales de Sa Cucuia de Fartaritx. Esta disposición pone un interrogante a las brechas sin fauna que forman la colina 679 (fig. II.76) y que podrían integrarse en la segunda escama de este doble cabalgamiento, en posición equivalente a las brechas de Es Moletó. Todo el conjunto está afectado por numerosas fracturas verticales posiblemente tardías.

Descripción:

La disposición de los afloramientos es muy poco homogénea por lo que es difícil describirlos globalmente. En Fartaritx d'En Recó la Formación Calcarenítica de Sant Elm aflora discontinua y con escasa potencia sobre la cornisa que constituye la vertiente Sur de la Vall de Son March; presenta conglomerados de bloques, algunos con perforaciones de litófagos y escasas calcarenitas. En L'Assarell afloran capas calcareníticas, bien clasificadas y estratificadas cuya atribución a una de las dos Formaciones miocenas es dudosa. En Es Moletó y cabalgando depósitos de la Formación Turbidítica afloran brechas que a techo presentan superficies de carstificación rellenas por calcarenitas miocenas con fragmentos de Equínidos; deben atribuirse a la Unidad de Brechas de Valldemossa y a la Formación Calcarenítica de Sant Elm respectivamente.

En la subida Sur al Coll de Fartaritx y en la base de un potente tramo margoso, cabalgado por Es Puig d'Es Cà, aflora un nivel de brechas al que hacia el SE se le superponen calcarenitas laminadas. Se sitúan sobre cuarzoarenitas jurásicas y su potencia alcanza los 5 m.

Los mejores afloramientos del Mioceno de Fartaritx se sitúan en la subida desde Fartaritx d'En Recó al Coll de Mina. Presentan casi 50 m de calcarenitas y conglomerados y se encuentran cabalgando a los depósitos turbidíticos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar. De base a techo presentan calcarenitas masivas con Clypeaster y Rodofíceas incrustantes, calcarenitas finas con laminación paralela y localmente ripples de corriente, calcilutitas y calcarenitas laminadas con intercalaciones conglomeráticas lenticulares. A techo de esta secuencia se encuentran brechas heterométricas, polimícticas con intervalos calcareníticos más o menos discontinuos. Lateralmente puede observarse una secuencia equivalente formada por 40 m de conglomerados y calcarenitas con laminación paralela y organizados secuencialmente en cuatro ciclos granodecrecientes.

Litológicamente las calcarenitas son bioclásticas y muy recrystalizadas; presentan abundantes fragmentos de Algas Rodofíceas, de púas y placas de Equínidos, de Briozoos, tubos calcáreos y Foraminíferos (Amphistegina).

En Es Pas d'Es Frare afloran dos secuencias de conglomerados, bien rodados con perforaciones de litófagos y con marcas de presión-disolución, y calcarenitas con Equínidos y abundante matriz (50 %), se observan en ellas fragmentos de Moluscos, de Briozoos y Globigerínidos.

Interpretación:

Dada la discontinuidad de los afloramientos sólo es posible establecer sus características en base a su

evolución vertical. Diremos que se trata de sedimentos sublitorales, posiblemente situados en la parte inferior de la zona de mayor energía (Y de IRWIN, 1965) donde los depósitos adquieren cierta secuencialidad ya que sólo son sedimentados en los momentos de mayor energía. Las intercalaciones margosas representarían períodos de calma relativa entre grandes temporales. Podrían representar facies heterolíticas Ha de JOHNSON (1978) interpretadas como proximal storm deposits. Sus equivalentes laterales podrían hallarse en los depósitos de Son Torrelles.

AFLORAMIENTOS DEL CASTELL DEL REI.

Antecedentes:

FALLOT (1922) describe una estrecha banda de Neógeno desde el Norte del Castell del Rei hasta Cala Castell. Para este autor Punta Galera está formada en su totalidad por una escama del Jurásico.

DEL OLMO et al. (en prensa) cartografían los depósitos, extendiendo considerablemente sus afloramientos. Los sitúan formando parte de un sinclinal tumbado cuyo flanco invertido corresponde a Punta Galera. Al W del Castell del Rei sitúan una nueva escama miocena también invertida.

Estructura:

Efectivamente, tal y como describen DEL OLMO et al. la estructura de los depósitos miocenos del Castell del Rei se muestra como un sinclinal de dirección WSW-ENE tumbado con vergencia hacia el NNW. Los sedimentos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm afloran en ambos flancos del sinclinal y además forman una escama tectónica que cabalga el flanco invertido del sinclinal. Hemos de señalar que los sedimentos de esta escama, en Punta Galera, están en posición normal, mientras que los que afloran en el camino del Castell a la Cala están dispuestos subverticalmente.

Descripción:

Los sedimentos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm en el área del Castell del Rei presentan potencias decamétricas y están formados por secuencias de brechas y calcarenitas bioclásticas. En el camino que baja a Cala Castell se ha levantado una Serie (CSE-20) en la que se

3614		3615		SAMPLE		SERIE N° CSE . 20	
				THICKNESS		NAME : CASTELL DEL REI	
				LITHOLOGY			
				STRUCTURES			
				COLOUR			
				mudst. wacke. packs. grain. float. rudst. binds. buffl. frams.		CLASTIC CLASTIC	
				25 50 75		MATRIX	
				5 10 15 20		CEMENT	
				5 10 15 20		POROSITY	
				intra. oids. pelle. extra. crist. coral. algae. lamel. paste. coral. extra. equin.		CLASTIC CLASTIC	
				recrystallization dolomitization stress		ENVIRONMENT	
						OBSERVATIONS	

Qz 10%

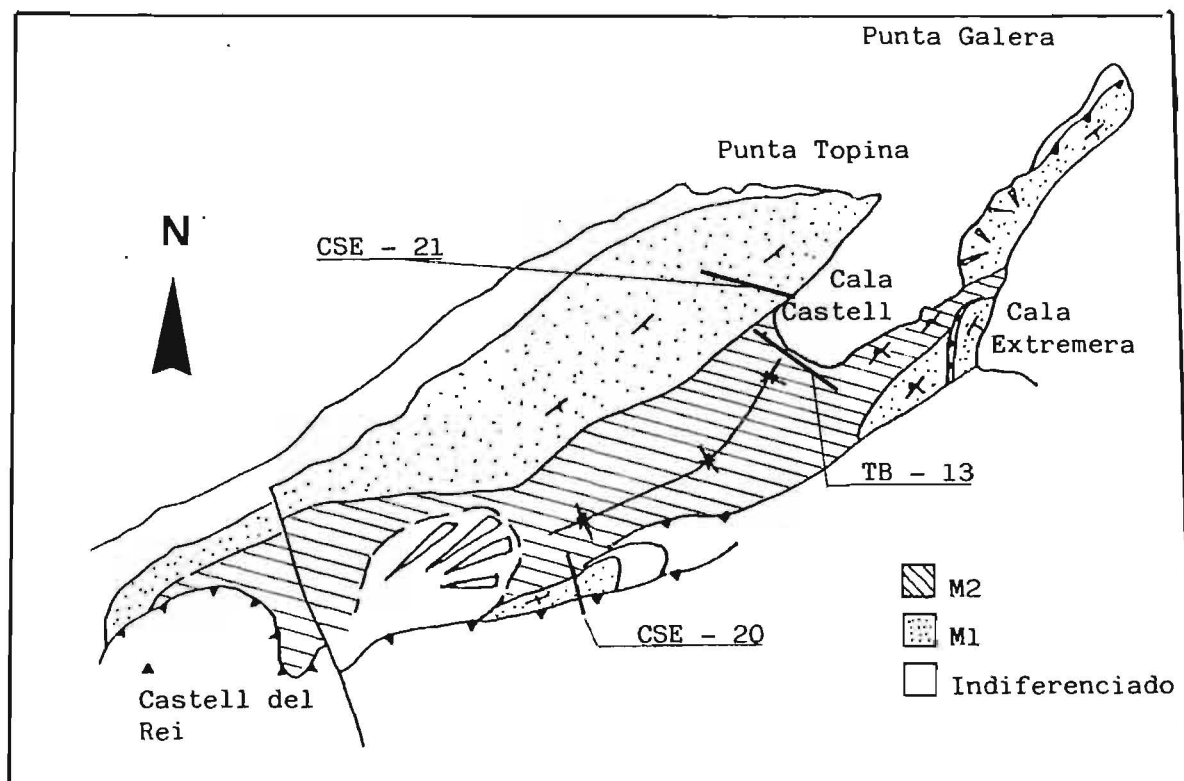


Fig. II.77 Esquema cartográfico de los sedimentos miocenos del área del Castell del Rei.

observa la evolución vertical desde calcarenitas con cantos, bioclásticas y con geometrías lenticulares a wackestones de Rodofíceas. Los litoclastos silícicos están presentes en toda la secuencia inferior.

En la vertiente NW de la Cala pueden observarse también los depósitos miocenos de esta Formación. Buzan paralelamente a la pendiente topográfica por lo que permiten observar en detalle su evolución horizontal que resulta extremadamente compleja debido a las geometrías lenticulares y discontinuas de los depósitos.

En la base (CSE-21) se sitúan potentes tramos de brechas muy bioclásticas; contienen fragmentos de Lamelibranquios, púas y placas de Equínidos, Briozoos (ramosos e incrustantes), Rodofíceas, Amphistegina y Globigerínidos. Sobre estos niveles de brechas se encuentran calcarenitas con cantos y abundante fauna (Briozoos, fragmentos de Moluscos, fragmentos de Equinoideos, Amphistegina y Heteroste-

gina y Foraminíferos biseriados), tras los que se disponen calcarenitas bioclásticas de tamaño de grano arena fina, intercalados con niveles de cantos. Se observan en ellas macrofauna de Rodofíceas, Equinoideos, Bivalvos, Ostreidos y Briozoos. Las láminas delgadas muestran además Vermétidos, Globigerínidos, Amphistegina, Operculina, Ammonia y otros Formaminíferos bentónicos no identificados. Los litoclastos están presentes en toda la secuencia y están formados predominantemente por fragmentos de calizas micríticas (en general angulosos). Los sedimentos que forman Punta Galera son de difícil acceso y muestran, en sus niveles superiores, packstones de Rodofíceas y fragmentos de Lameli-branquios. Entre la macrofauna se han observado dientes y posibles placas faríngeas de Condroictios, y Equínidos.

Interpretación:

Las secuencias descritas representan un claro evento transgresivo. Los depósitos registran el tránsito de una zona sublitoral somera a aguas más profundas. Todos los ambientes están colonizados por una fauna diversificada y abundante.

La coexistencia de sedimentos muy bioclásticos con depósitos terrígenos gruesos caracteriza esta unidad y nos define aquí áreas energéticas altas (Y de IRWIN, 1965) donde los organismos debían encontrar algún sistema de protección cuyos restos fósiles no han sido conservados. Las analogías con las praderas de Fanerógamas marinas (sea-grasses) actuales, en las que son frecuentes canales de desague (rip currents) con litologías de cantos y gravas, son importantes. La disposición de los diversos afloramientos permite establecer polaridades sedimentarias de NW a SE aunque con las reservas de su reducida extensión lateral.

AFLORAMIENTOS DE FORMENTOR.

Se agrupan en este apartado los afloramientos de Cala Sant Vicenç, Cala Bòquer, Es CLOT y Cala Figuera.

Antecedentes:

DARDER (1914) sitúa los afloramientos neógenos de Formentor en la cuarta alineación. En su cartografía afloran en Cala Sant Vicenç, Cala Bòquer y en el Vall de Aubercuitx. En el primer y último afloramiento, el Neógeno es cabalgado por sedimentos triásicos, mientras que en Cala Bòquer son jurásicos los depósitos que cabalgan sobre el Mioceno. En todos ellos los niveles neógenos buzan monoclinalmente hacia el E (fig. 16 de DARDER, 1914).

FALLOT (1914 y 1922) describe un Neógeno imbricado en Cala Sant Vicenç, que buza de forma normal hacia el SE y se halla recubierto por el Triásico. Igual dispositivo invoca para Cala Bòquer, Albercuitx y la Vall de Cala Figuera.

COLOM (1946) describe los conglomerados de base de Cala Sant Vicenç como formados por calizas grises del Lías inferior, areniscas werferienses, areniscas con cuarzo del Lías medio y la base del Superior, rocas del Jurásico superior con sílex, calizas duras blanco-amarillentas de edad desconocida y rocas eruptivas posiblemente triásicas. El cemento que une estos conglomerados contiene Amphistegina lessonii D'ORB. Son para COLOM conglomerados bien rodados comparables a los de la región central de la Sierra o a los de Valldemossa y Estellencs, aunque en la región central haya una mayor proporción de cantos de sílex y en los de Valldemossa y Estellencs de areniscas werferienses. Las areniscas que suceden a estos niveles conglomeráticos son, según COLOM (1946), areniscas-calizas conteniendo

todos los elementos clásticos ya mencionados en variadas proporciones, así como elementos orgánicos muy variados.

POMAR et al. (1983) describen el estilo tectónico de las estructuras del NE de la Serra. El Mioceno inferior forma pliegues sinclinales volcados al NW y con ejes subhorizontales de dirección 050 a 060°. Los flancos SE están verticalizados y a menudo escamados, de forma que los terrenos miocenos se hallan cabalgados por calizas y dolomías triásico-jurásicas.

DEL OLMO et al. (en prensa) describen los depósitos de la Formación Calcarenítica en Cala Bòquer, donde se sitúan discordantes sobre el Jurásico y sobre las brechas de edad Lías-Mioceno inferior. En su base afloran, según DEL OLMO et al. (en prensa) conglomerados de potencia variable, sobre los que se depositan 20 m de calizas y areniscas calcáreas. Corresponden según los autores citados, a sedimentos de plataforma somera en ambiente litoral, y los datan como Burdigalienses. Respecto a la estructura de estos depósitos, los autores de las hojas MAGNA, la definen como formada por pliegues sinclinales con el flanco SE invertido y cabalgados por el flanco normal del siguiente anticlinal. Señalan también la presencia de fallas inversas posteriores a los cabalgamientos y microfallas inversas retrovergentes.

Estructura:

Tal y como describen POMAR et al. (1983), la estructura de los afloramientos miocenos del área de Formentor está formada por un conjunto de sinclinales volcados al NW. Los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm afloran en ambos flancos o sólo en el NW y se disponen discordantes sobre brechas (Unidad de Valldemossa) y materiales mesozoicos de los flancos anticlinales. Se encuentran a su vez cabalgados por los materiales triásicos que constituyen los flancos SE de los pliegues sinclinales (fig. II.78).

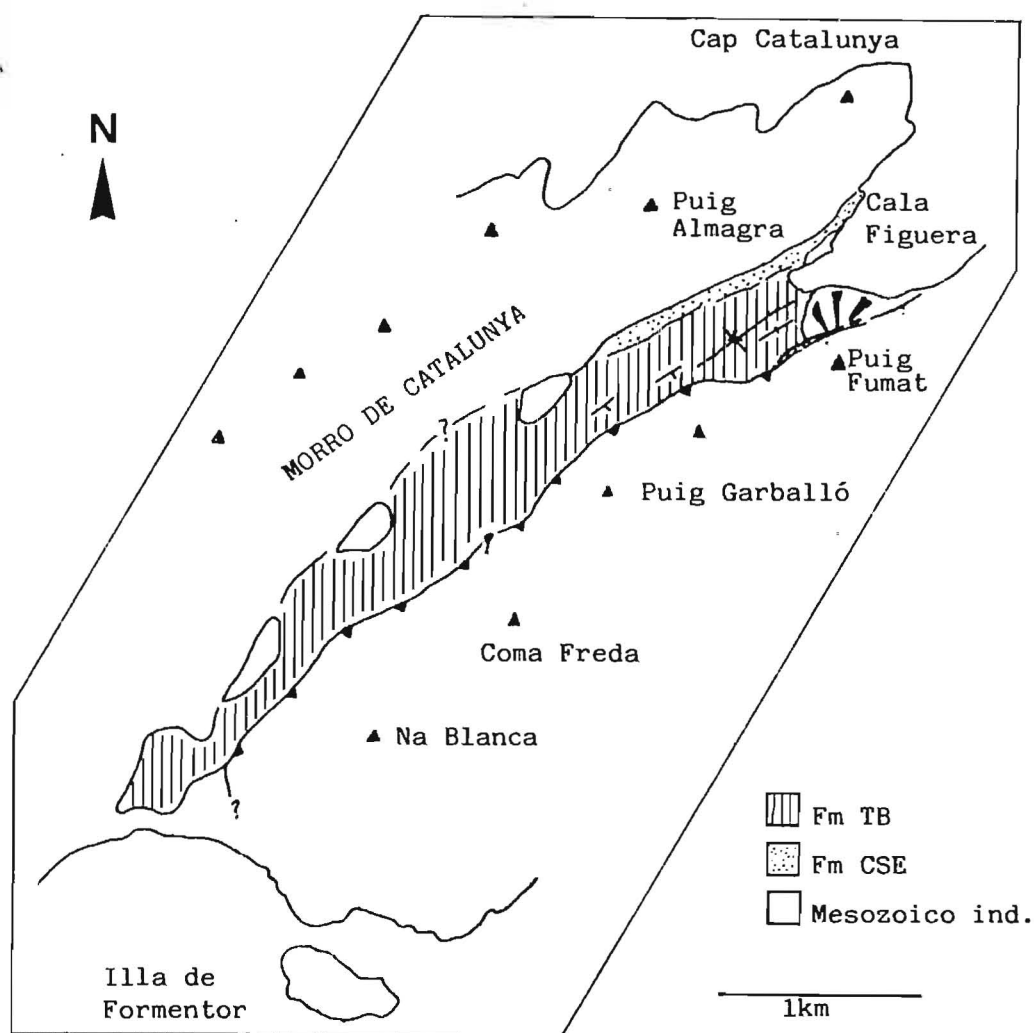
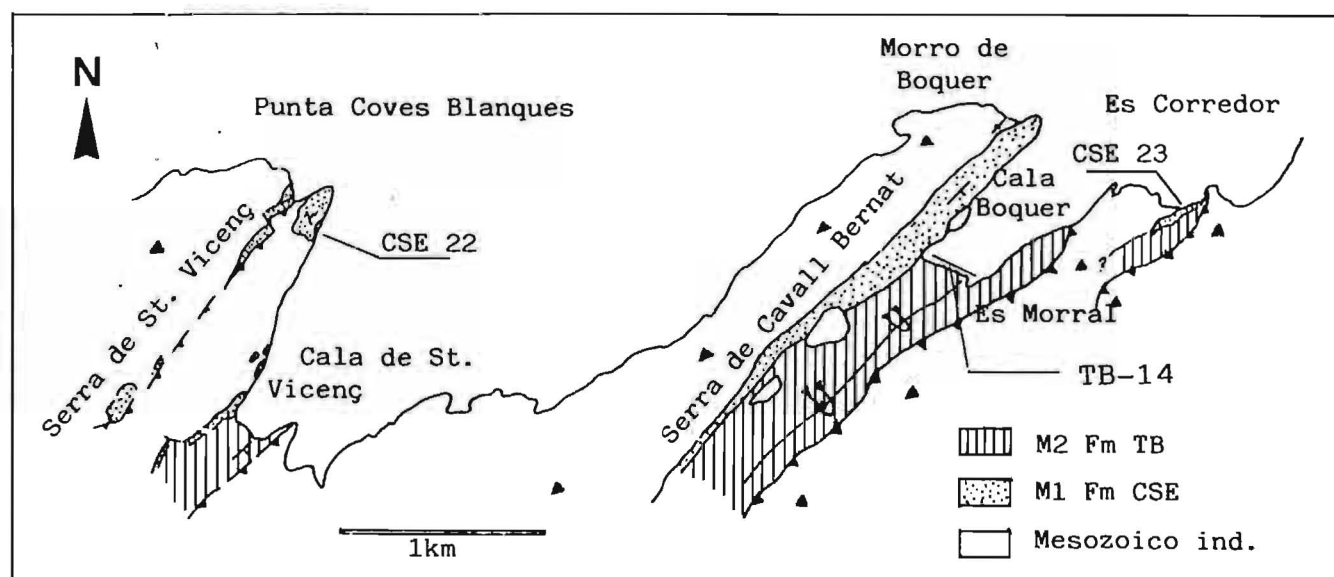


Fig. II.78 Esquema cartogràfic del Mioceno del àrea de Formentor.

Descripción:

Los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm afloran en la vertiente NW de Cala Sant Vicenç de forma discontinua. Al W de la Cala propiamente dicha pueden observarse en su base niveles conglomeráticos, cuya descripción corresponde a la de COLOM (1946) (ver supra). Se sitúan sobre brechas polimícticas, su textura es cantos soportando y en su composición litológica destaca la presencia de un 10 a un 20 % de cantos triásicos de facies Bundsandstein. La matriz está formada por calcarenitas con cuarzo, sin fauna y muy recrystalizada. Lateralmente pierden potencia hasta acuñarse. En la vertical gradan a calcarenitas rojizas también sin fauna sobre las que se sitúan calcarenitas bioclásticas con cantos y packstones de Briozoos y Equinoideos que también contienen Rodofíceas. Globigerínidos y Foraminíferos bentónicos.

En el extremo NNE de la Cala afloran de nuevo los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm en los que se ha levantado la columna CSE-22-Punta de Ses Coves Blanques. En su base presenta cantos angulosos a subangulosos, con perforaciones de litófagos y matriz rosada formada por rudstones de Poritizados. El resto de la secuencia es un framestone de Porites con abundantes fragmentos de Pecten y Ostreas. En campo se presenta como una caliza blanquecina bioturbada con fragmentos de Ostreas y Pecten en la que no se reconocen los Corales, no obstante las láminas realizadas muestran una litología homogénea formada por el relleno de los espacios interseptales de Porites por micrita, al igual que sucede con las perforaciones de litófagos. Estos depósitos están fuertemente afectados por superficies estilolíticas.

En Cala Bòquer la disposición estructural, similar a Cala Castell, permite observar los techos de capa pero

SÉRIE N° CSE . 22		NAME : PUNTA DE SES COVES BLANQUES	
SAMPLE			
THICKNESS			
LITHOLOGY			
STRUCTURES			
COLOUR	<div> <div> mudst. wacke packs grain float rudst. binds buffi. frags. </div> <div> CLAY silt sand grav. </div> <div> CARBONATES </div> </div>		
TEXTURE	<div> <div>CLASTIC</div> <div>CLASTIC</div> </div>		
% MATRIX	<div> <div>25</div> <div>50</div> <div>75</div> </div>		
CEMENT	<div> <div>5</div> <div>10</div> <div>15</div> <div>20</div> </div>		
% POROSITY	<div> <div>5</div> <div>10</div> <div>15</div> <div>20</div> </div>		
COMPONENTS	<div> <div> intra. oids. pelle. extra. prior. coral. algae lamel. paste. coral. extra. equin. </div> <div> GLAUCON. quarz. limes. dolom. </div> <div> CARBONATES </div> </div>		
ENVIRONMENT	<div> <div>recrystallization dolomitization stress</div> </div>		
OBSERVATIONS	<div> <div>Porites</div> <div>Porites</div> <div>Porites</div> <div>Ferruginización</div> </div>		

dificulta el visualizar la evolución vertical. En la base de la secuencia se encuentran niveles de brechas que evolucionan decreciendo granulométricamente hasta calcarenitas muy finas conteniendo un enorme porcentaje de Globigerínidos. Prácticamente son packstones de Globigerínidos con algún extraclasto y espículas de Esponjas.

En las proximidades de Cala Bòquer se ha podido realizar una nueva serie estratigráfica CSE-23- Es Corredor. Se sitúa en la base del Mirador de Formentor (km 5'6 de la Carretera a Formentor), en Es Corredor, discordante sobre niveles mesozoicos y presenta un nivel basal conglomerático de textura matriz soportando, con cantos calcáreos y de areniscas cuarzosas. Sobre este nivel basal se disponen packstones y bafflestones de Rodofíceas de hábito ramoso que evolucionan a calcarenitas con Heterostegina como componente predominante; entre los litoclastos además de los fragmentos de calizas micríticas y los granos de cuarzo hay que señalar la presencia de glauconita. Los depósitos se organizan en bancos decimétricos planoparalelos y a veces lenticulares. La bioturbación se incrementa en la vertical y sobre los niveles con Heterostegina se sitúan calcarenitas bioclásticas con Equinoideos (Scutella y Schizaster) y Lamelibranquios (Pecten) y estructura interna masiva. A techo de la secuencia se observa un nuevo aumento de los depósitos terrígenos y de su granulometría. Sobre estos materiales se sitúan margas, calcarenitas y conglomerados de la Formación Turbidítica de Banyalbufar.

En Cala Figuera los materiales de la Formación Calcarenítica de Sant Elm presentan una secuencia equivalente a las descritas. En la base se encuentran depósitos de brechas heterométricas, que rápidamente evolucionan a calcarenitas bioclásticas. Los afloramientos no permiten tampoco aquí efectuar una descripción detallada.

[illegible]

Interpretación:

Los depósitos miocenos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm en el área de Formentor presentan una rápida evolución vertical desde facies continentales discontinuas de brechas y conglomerados atribuibles a la Unidad Roja Inferior, hasta depósitos marinos, sublitorales de los niveles más bajos de la zona Y de IRWIN (1965).

Se reconocen en estos afloramientos facies bioconstruidas formadas por framestones de Porites y por bafflestones de Rodofíceas ramosas, que a pesar de la disposición aislada de los afloramientos pueden ser interpretadas respectivamente como depósitos marinos de core-reef y pequeños bancos lenticulares (biostromas) posiblemente situados en zonas más profundas.

AFLORAMIENTOS DE POLLENÇA.

En el área de Pollença, bajo potentes depósitos holocenos o en pequeños afloramientos dispersos, puede observarse la continuidad hacia el SW de los sinclinales de Formentor-Castell del Rei. En sondeos de prospección de agua pueden hallarse testimonios de los sedimentos calcareníticos y calcilutíticos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar y de la Formación Calcarenítica de Sant Elm. En buena parte de los casos se sitúan sobre potentes tramos de brechas heterométricas y polimícticas atribuibles a la Unidad de Brechas de Valldemossa.

INTERPRETACION GLOBAL DE LOS AFLORAMIENTOS DEL SECTOR FARTARITX - FORMENTOR.

Los depósitos del Sector V: Fartaritx-Formemtor pertenecientes a la Formación Turbidítica de Banyalbufar muestran secuencias verticales que recogen una evolución transgresiva rápida de la mar burdigaliense. Esta evolución alcanza en este sector depósitos de la zona energética X de IRWIN (1965), aunque gran parte de las secuencias sólo se sitúan en la zona Y de mayor energía. Los sedimentos de Fartaritx presentan depósitos granoclasificados, organizados en secuencias y con intercalaciones margosas. Se interpretan como flujos gravitacionales que iniciados posiblemente por grandes temporales, alcanzan zonas energéticamente bajas. En el N del Sector los sedimentos son menos profundos y están formados por calcarenitas bioclásticas recristalizadas y localmente (Punta de Ses Coves Blanques) por facies arrecifales. Hacia el NE, en cambio, se observa una nueva profundización, con incremento de la bioturbación, y desarrollo de biostromas de Algas Rodofíceas de hábito ramoso.

El conjunto define pues unas paleopendientes sedimentarias hacia el S y hacia el NE. No hay control de facies hacia el E ya que los yacimientos (escasos) de la zona de Pollença y del W de Alcudia no permiten un estudio sedimentológico suficientemente representativo.

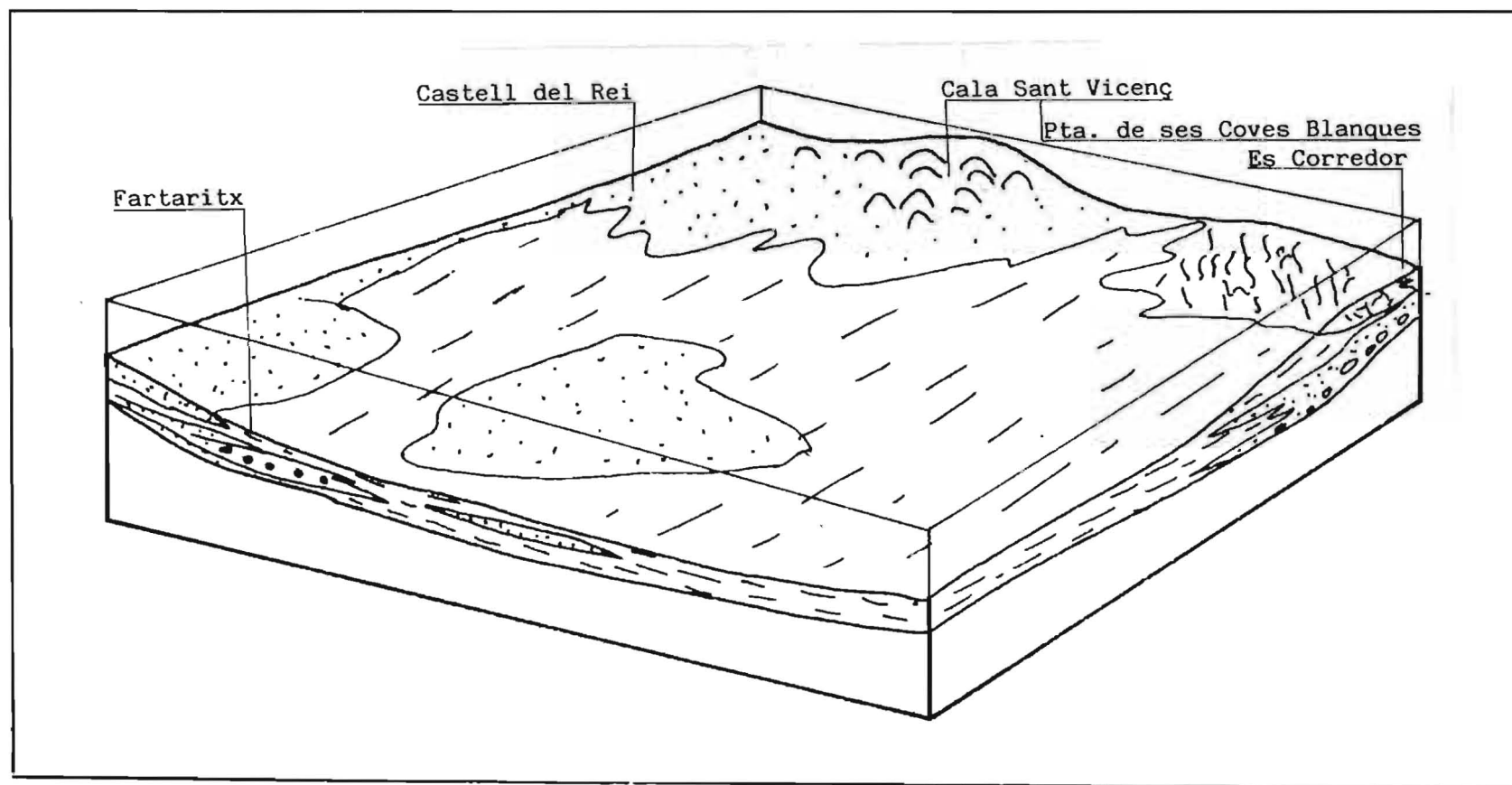


Fig. II.79 Bloque diagrama de la distribución de facies de la Formación Calcarenítica de Sant Elm en el Sector V (Fartaritz-Formentor).

II.4 CONCLUSIONES

El estudio del Mioceno de la Serra Nord de Mallorca ha permitido definir una Unidad Tectonosedimentaria (G. MEJIAS, 1973) formada por depósitos sedimentados en ambientes litorales y marinos de plataforma, para la que se propone la categoría de Formación: Formación Calcarenítica de Sant Elm. (ver apartado II.2).

La Formación Calcarenítica de Sant Elm presenta depósitos de plataforma en los que se han definido las siguientes asociaciones de facies (fig. II.80):

A - Facies de brechas, conglomerados y calcarenitas con matriz roja: Corresponden a depósitos de abanicos aluviales de pequeño tamaño y comprende tanto facies proximales como medio-distales. Se agrupan designándolas como Unidad Roja Inferior en tanto no pueda precisarse su categoría lito- y bioestratigráfica, y se sitúan discontinuas sobre un basamento mesozoico, en la base de la secuencia marina miocena.

B1 - Facies de brechas y conglomerados: Están formadas por brechas y conglomerados heterométricos y polimícticos que alcanzan tamaños incluso métricos. No presentan organización alguna y se interpretan como sedimentos litorales y sublitorales producidos por la inmersión en las zonas costeras de derrubios de pendiente, depósitos de abanicos aluviales proximales y sedimentos fluvio-torrenciales.

B2 y B3 - Conglomerados y calcarenitas: Están formados por calcarenitas bioclásticas y conglomerados. Se generan por el retrabajamiento litoral y sublitoral de los depósitos terrígenos de las facies A y B1 y su posterior colonización por organismos (Equínidos, Bivalvos, etc.).

C - Facies de limos y calcarenitas algales: Se trata de limos y calcarenitas algales (Rivularia) sin fósiles marinos que se intercalan con sedimentos marinos restringidos. Se interpretan como episodios salobres que se desarrollan en zonas protegidas en parte por los bafflestones de Rodofíceas que constituyen la facies E (Ver infra).

D - Facies arrecifales: Corresponden a bioconstrucciones arrecifales de pequeña entidad que se desarrollan sobre zonas elevadas de escasa profundidad.

Se han podido estudiar diversos afloramientos miocenos en los que el crecimiento arrecifal se produce en las más variadas circunstancias. En Santa Ponça, Deià y Cala de Sant Vicenç, estas facies se presentan totalmente libres de terrígenos, mientras que en Son Marroig y Lluc Alcari los arrecifes se sitúan sobre el relieve que presenta un abanico aluvial (Na Foradada) y soportan importantes aportes terrígenos de grandes tamaños (gravas, cantos e incluso bloques). Finalmente en Lluc las colonias coralinas se sitúan en la parte frontal o lateral de un fan-delta sobreviviendo a las avenidas limosas y arenosas.

E - Facies de "bafflestones" de Rodofíceas: Están formadas por packstones y bafflestones de Rodofíceas que forman barras morfológicas lenticulares. Se sitúan en áreas de una relativa profundidad y constituyen una barrera energética resguardando tras de sí un área protegida (lagoon abierto).

F1 - Facies de calcarenitas y calcisiltitas: Están formadas por calcarenitas gradadas con intercalaciones margosas. Se interpretan sedimentadas en zonas relativamente profundas, inmediatamente por debajo del nivel de acción del oleaje normal.

F2 - Facies de calcilutitas y calcarenitas: Están formadas por calcilutitas y calcarenitas con fauna de Serpúlidos y Vermétidos. Presentan tránsitos suaves de granulometría y laminación paralela. Se interpretan también sedimentados por debajo de la acción del oleaje.

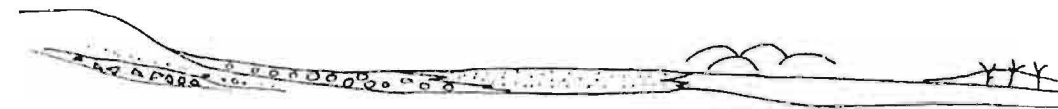
F3 - Facies de calcilutitas con Esponjas: Presentan calcilutitas con fauna de niveles afóticos con ausencia de Algas (Esponjas, Briozoos y Equínidos). Se interpretan depositados bajo la acción del oleaje y constituyen la asociación de mayor profundidad.

Este conjunto de asociaciones de facies se dispone a lo largo de la Serra de Tramuntana definiendo una paleogeografía de zonas emergidas y sumergidas. Se constata la presencia de áreas emergidas al WSW, al SE y al NE de la Serra Nord. El detalle de la paleogeografía puede observarse en los numerosos bloques diagramas que se incluyen en el texto de esta Memoria, y en la fig. II.81.

La evolución vertical de los sedimentos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm configura un marco transgresivo y pulsante, tras el que se registra primero un episodio regresivo y después un hundimiento generalizado cuya consecuencia inmediata es la deposición de la Formación Turbidítica de Banyalbufar. Es sugerente correlacionar este evento transgresivo-regresivo con el ciclo de tercer orden TM 1.1 de VALL et al. (1977) de edad Aquitano-Burdigaliense. La cronoestratigrafía de esta Formación no es concluyente ya que los diversos autores que han trabajado en sus depósitos (COLOM, 1946; BIZON et al., 1973; GONZALEZ-DONOSO, 1982 y ALVARO et al., 1984) no aportan mayor precisión que un Burdigaliense inferior.

Estructuralmente la mayor parte de los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm se sitúan a

techo de la Serie I de FALLOT (1922) y están implicados en la tectónica langhiense que configura la estructura de la Serra de Tramuntana.



			Z	Y		X		
ASOC. FACIES	A CONTINEN.	B PROXIMALES	C PROTEGIDAS	D ARRECIFALES	E BIOSTR. RODOF.	F RELATIVAMENTE PROFUNDAS		
AMBIENTE SEDIMENTARIO	ABANICO ALUVIAL	LITORAL SUBLITORAL	LAGOON (PARALICAS) ②	①② REEF CORF ①③ WALLING REEF	⑤ DISTAL	④ PROXIMAL	④ DISTAL	PLATAFORMA AFOTICA
LITOLOGIA	BRECHAS CONGLOM. CALCAR. ① CALCILUT. ②	BREC. CONG. CALC. ① CONGL. CALC. ② CALCARENITA ③	CALCILUTITA CALCARENITA ①	FRAMS. PACKS. ① CONG. BRECHAS FRAMS. PACKS. ② FRAMS. CALCAR. ③	BAFFLESTONE ①	CALCARENIT. CALCILUT. ①	CALCIL. CALCAR. ②	CALCILUT. CALCAREN. ③
COLOR	ROJO	GRIS - AMARILLO	MARRON	GRIS ① BLANCO ② ROJO ③	GRIS - MARRON	GRIS - AMARI.	GRIS	GRIS - AMARIL.
FAUNA Y FLORA ASOCIADA Y/O BIOCONSTR.	MICROCODIUM CALICHE ① NINGUNA ② DECOLORAC VERTICAL	① EQUI. AMPHISTEGY. ② EQUI. AMPHIS.HET. BRIQZ. LAMELIBR. ③ EQU.AMPHIS.HETER. BRIQZ.LAMEL.FORAM RODOFICEAS.	HOJAS DE PLANTAS ALGAS(RIVULARIA) LAMEL. (OSTREAS) GASTEROPODOS CORALES FORAM.(AMMONIA-ELPHIDIUM-CIBIC.	ASTREIDOS PORITIDOS FAVIDOS MUSIDADOS BRIQZOOS LAMELIBRAN. RODOFICEAS ①② PORITIDOS DOMINANT. ③ STYLOPHORA RARISTELLA DOMINANTE	RODOFICEAS (MESOPHYLLUM) FORAMINIFEROS	RODOFICEAS AMPHISTEGYNA HETEROSTEGYNA FORAMINIFEROS	SERPULIDOS VERMETIDOS LAMELIBRAN. BRIQZOOS ESPICULAS	ESPONJAS (CRATICULARIA) BRIQZOOS (RAM.INCRUST.) EQUINIDOS (CIDARIS)
ESTRATIFICAC. Y ESTRUCTURAS	MASIVO LENTICULAR EST. CRUZADA	MASIVO LENTICULAR ESTR. HORIZONTAL LOC. ANTIDUNAS	ESTRATIFICACION HORIZONTAL	MASIVO GEOMETRIA LENTICULAR	EST. HORIZONTAL GEOM. LENTICULAR	EST. HORIZON. GRANOCCLASIF. RIPPLES	ESTRATIFIC. HORIZONTAL	EST. HORIZON. LOC. CRUZADA
BIOTURBACION	① NINGUNA ② RAICES	EQUINIDOS	NO SE OBSERVA	LITOFAGOS	NO SE OBSERVA	NO SE OBSERVA	IMPORTANTE	NO SE OBSERVA
COMPONENTES TERRIGENOS	TOTALIDAD	ABUNDANTES BLOQUES CANTOS GRAVA ARENA	LIMOS	① BLOQUES Y CANTOS ② NINGUNO ③ CALCARENITAS FINAS	MODERADA LIMOS	IMPORTANTE	MODERADA LIMOS	MODERADA LIMOS
AFLORAMIENTOS	HA FORADADA ES TEIX CAIA ST.VI- CENC - PORT D'ES CANONGE	LA MAYORIA (ST. ELM - RATJOLI - ESTELLENC - ANDRAIT. DEIA - BINIS - PUIG ROIG , ETC.)	CARDSCOLERS	① VALLDEMOSSA-S.MARR. ② STA. PONÇA - LLUCALCARI - C.S.VICENC ③ LLUC	CARDSCOLERS ES CORREDOR	FARTARITX	SON GUIE	LLUCALCARI

Fig. II.80 Tabla resumen de las facies que componen la Formación Calcarenítica de Sant Elm.

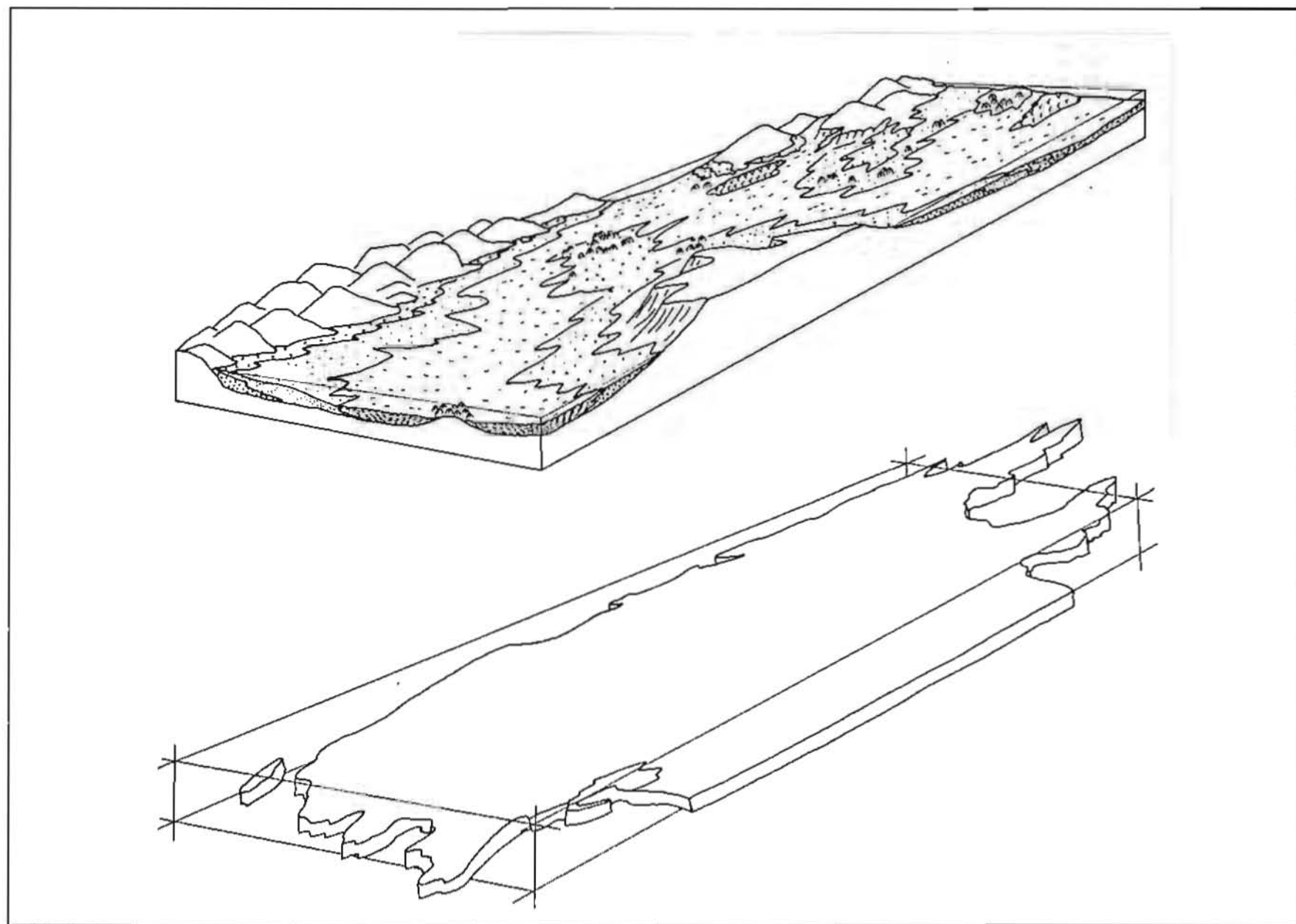


Fig. II.81 Bloque diagrama global de la Serra Nord en el momento de la deposición de la Fm.C.S.E.

CAPITULO III: LOS DEPOSITOS TURBIDITICOS

los depósitos miocenos

En este capítulo se recoge la descripción e interpretación de la Serra de Tramuntana sedimentados en zonas marinas profundas. Se propone su definición como Formación Turbidítica de Banyalbufar y se presenta una recapitulación teórica sobre los depósitos turbidíticos carbonatados.

La parte descriptiva comprende el conjunto de series estratigráficas ordenadas de SW a NE, así como las observaciones realizadas en algunos de los afloramientos aislados y cuyas características se consideran significativas. Finalmente se analizan las secuencias formulando una posible correlación y una interpretación global.

III.1 LOS DEPOSITOS TURBIDITICOS CARBONATADOS.

INTRODUCCION: SILICLASTICOS VERSUS CARBONATADOS.

No ha sido hasta muy recientemente que se han iniciado el estudio de sedimentos profundos de naturaleza carbonatada depositados por flujos gravitacionales, al contrario de lo que ha sucedido en cuanto a los depósitos siliciclásticos. Los primeros trabajos toman como modelos los elaborados para los depósitos siliciclásticos pero de inmediato surgen apreciables diferencias, que según FLUGEL (1982) pueden sintetizarse en los siguientes puntos:

1.- La secuencia de BQUMA (1962), clásica de los depósitos siliciclásticos, aparece raramente en las turbiditas carbonatadas (THOMSON y THOMASSON, 1969; ENGEL, 1974).

2.- Se observan secuencias verticales de estructuras sedimentarias específicas, diferentes de las de BQUMA (allodapic limestones de MEISCHNER, 1962 y 1964; ideal bed de SZULCZEWSKI, 1968).

3.- Ausencia o escasez de marcas de base.

4.- La laminación es infrecuente y poco definida.

5.- Presentan a menudo laminación convoluted.

Estas diferencias son debidas según FLUGEL (1982) a diferencias en el área fuente y a diferencias del comportamiento físico. Así, la tixotropía del fango carbonatado influiría en la presencia de marcas de base y en la zonación y frecuencia de estructuras. También sería una característica diferencial la presencia de partículas discretas y de carbonatos litificados. Para FLUGEL (1982) hay además una diferencia de granoselección en el área fuente: la

granoselección de los siliciclásticos es mejor en general, que la de los sedimentos carbonatados.

RODRIGUEZ-PEREA (1981) y RODRIGUEZ-PEREA y POMAR (1983) describen el predominio de los tramos con laminación paralela y la escasez de marcas de base en las turbiditas terrígeno-carbonatadas del Mioceno de Mallorca.

COOK y MULLINS (1983) en una excelente monografía sobre los depósitos carbonatados de talud señalan también como características diferenciales, entre turbiditas carbonáticas y silicoclásticas, la pendiente de los taludes. En los taludes carbonatados la pendiente es muy variable (entre 1 y 60° y localmente vertical) promediando de 5 a 15°, en cambio en los silicoclásticos el promedio se sitúa entre 3 y 6°.

Tanto FLUGEL (1982) como COOK y MULLINS (1983) destacan la importancia del tipo de borde de plataforma como control de los procesos y de los depósitos originados por flujos gravitatorios. Ambos recogen la clasificación de McILRATH y JAMES (1978) que divide los márgenes de la plataforma en márgenes deposicionales y márgenes de by-pass. En los primeros no habría un escarpe violento mientras que en los segundos se producirían saltos de pendiente entre 100 y 300 m. Esta clasificación es equivalente a la de GINSBURG y JAMES (1974) que define dos tipos de plataformas carbonatadas: open platforms or ramps y rimmed platforms. Las primeras presentarían una disminución gradual de la energía hidrodinámica hacia la costa, mientras que las segundas representarían un brusco choque de dicha energía contra las áreas someras. Un ejemplo de estas últimas serían las plataformas del N de Bahamas y de Belize mientras que las open platforms or ramps estarían representadas por las áreas del W de Florida o del Yucatán.

La presencia de zonas bioconstruídas, tanto en el margen de la plataforma como en la base del talud y la cementación precoz y diferencial de los sedimentos carbonatados serían también, condicionantes de los procesos que se desarrollan en los flujos gravitacionales carbonatados y que no se darían en los siliciclásticos.

Queda pues patente la diferenciación entre ambos depósitos cuyas causas hay que buscar en las características del sedimento, del tipo de borde de plataforma y del tipo de talud. El estudio de los depósitos carbonatados resedimentados permite, en determinadas circunstancias, deducir el tipo de plataforma que constituye su área fuente, la existencia e importancia de las construcciones arrecifales y la posición en que se encuentran, siendo por tanto un buen instrumento para la reconstrucción paleogeográfica y por ende para la exploración de materias primas.

PROCESOS.

En la descripción de los procesos que llevan a los sedimentos carbonatados a resedimentarse por flujos gravitacionales ha de considerarse, al igual que para los siliciclásticos, el comportamiento del sedimento (elástico, plástico, viscoso) y el mecanismo de transporte y sustentación del sedimento. La combinación de estos dos factores explica los diversos procesos que han sido repetidamente estudiados por diversos autores. NARDIN et al. (1979) revisan las clasificaciones propuestas y las resume en los siguientes grupos de procesos (fig. III.1):

- * Rockfall
- * Sliding y Slumping
- * Sediment gravity flow (SGF)



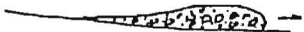
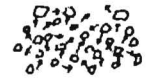
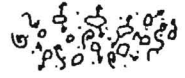


TIPO DE PROCESO	COMPORTAMIENTO MECANICO PREDOMINANTE	DEFINICION	CARACTERISTICAS DEL SEDIMENTO	FRECUENCIA EN LOS DEP., CAR., RES.	
CAIDA DE BLOQUES (ROCK-FALL)	PLASTICO (NO NEWTONIANO)	RODADURA O CAIDA LIBRE DE UNIDADES DISCRETAS LITIFICADAS.	ORLAS DE BLOQUES Y CANTOS PARALELAS A LOS ESCARPES	FRECUENTE	
DESIZAMIENTOS GRAVITACIONALES (SLIDES)		TRASLACIONAL O PARALELO A LA ESTR. ROTACIONAL U OBLICUA A LA ESTRATIF.	GRADOS DE DEFORMACION MUY VARIABLES: DESDE NULA HASTA GENERAR UN DEBRIS FLOW	FRECUENTE	
COLADAS FANGOSAS (DEBRIS FLOW O MUD FLOW)		SUSTENTACION DE LOS GRANOS GRUESOS POR EL ESFUERZO DE LA MATRIZ (AGUA + SED.)	CANTOS Y BLOQUES CON CONTENIDOS DE MATRIZ MUY VARIABLES. DESDE MUY POCOS HASTA CASI TODA	FRECUENTE	
FLUJO GRANULAR (GRAIN FLOW)		SUST. DE LOS GRANOS POR LA DISPERSION INTER-GRANULAR	GRANOCLASIFICACION INVERSA, INVERSA A NORMAL	INFRECUENTE	
FLUJO GRANULAR MOD. (MODIFIED G. FLOW)		AYUDADO POR TURBULENCIA, POR LA MATRIZ, ETC.	CANTOS FLOTANDO HACIA EL TECHO	POCO FRECUENTE	
FLUJO FLUIDIFICADO (FLUIDIZED FLOW)	FLUIDO NEWTONIANO	SUSTENTACION DE LOS GRANOS POR EL FLUIDO ASCENDENTE	SUELEN CONFUNDIRSE CON PROCESOS DE LICUIFICACION DE LAS ULTIMAS ETAPAS DE LA SEDIMENTACION	PRACT. NO SE PRODUCE	
CORRIENTES DE TURBIDEZ		SUSTENTACION DE LOS GRANOS POR UN FLUJO TURBULENTO	SECUENCIAS DE BOUMA SECUENCIAS ESPECIFICAS ("ALLODAPIC LIMESTONES")	FRECUENTE	

Fig. III.1 Procesos sedimentarios en los sedimentos carbonatados redepositados. Modificado de NARDIN et al. (1979) y COOK y MULLINS (1983).

Todos ellos pueden ocurrir a la vez o en diversas combinaciones y se describen tránsitos de unos a otros. Son definidos como movimientos en masa conducidos por fuerzas gravitacionales e incorporan junto al material que se desplaza cantidades variables de agua. Junto a estos flujos gravitacionales se produce la sedimentación pelágica normal que en el borde del talud presenta diferencias significativas respecto a los de mar abierto. Sus depósitos han sido definidos por SCHLAGER y JAMES (1978) como periplatform ooze y se caracterizan por secuencias monótonas de fangos carbonatados (lime mudstones) (McILREATH y JAMES, 1980) a los que se incorporan sedimentos finos de la plataforma (periplatform sand facies de MULLINS y NEWMANN, 1979).

Caída de bloques (Rockfall)

Según COOK y MULLINS (1983) el proceso de caída de bloques se produce por la caída libre o con rodadura de bloques individuales a lo largo de pendientes abruptas. En el medio marino abundan exclusivamente a lo largo de las bases de escarpes de fallas, paredes de cañones submarinos o fuertes pendientes. Sus depósitos presentan textura cantos soportando, contenido de matriz variable y escasa organización. Su geometría se alarga paralelamente al talud y se estrecha en dirección perpendicular. El comportamiento mecánico para su formación es elástico.

Deslizamientos gravitacionales (Sliding y slumping)

Los deslizamientos gravitacionales constituyen uno de los procesos fundamentales que generan depósitos carbonáticos resedimentados. No solamente producen gran parte del sedimento que se acumula en la base del talud, sino que pueden evolucionar genéticamente dando lugar a varios tipos de sediment gravity flows (SGF). Esta evolución que ya ha sido señalada para depósitos siliciclásticos

(KRAUSE y OLDERSHAWN, 1979; WALKER, 1978; welded slump-graded sands couplets de STANLEY, 1982; entre otros) es probablemente frecuente en los depósitos carbonatados.

FLUGEL (1982) concede especial importancia a la presencia de mayores cantidades de arcilla en los residuos insolubles de las capas slumpizadas de forma que su presencia puede retardar diferencialmente su sedimentación y ayudar así al desarrollo del deslizamiento. Este mismo autor señala dos mecanismos principales que favorecen su inicio: un sobrepeso litostático por la rápida sedimentación en las áreas normales o de talud y/o una pendiente demasiado elevada producida por idéntico mecanismo.

COOK y MULLINS (1983) señalan dos tipos de deslizamientos gravitacionales: los de tipo translacional (translational o glide) y los de tipo rotacional (slump), en los primeros el plano de deslizamiento se mantiene paralelo a la estratificación mientras que en los segundos es oblicuo. En ambos casos puede originarse un debris flow por los mecanismos descritos por COOK y TAYLOR (1977) y COOK (1979a, b y c). La geometría del depósito y de la cicatriz erosional que ambos procesos producen es notablemente diferente en un caso y en otro. La deformación interna de los materiales deslizados puede ser muy diversa y el comportamiento mecánico es en unos casos puramente elástico y en otros elástico-plástico.

Flujos gravitacionales de sedimentos (SGF)

Definidos por MIDDLETON y HAMPTON (1976) para depósitos siliciclásticos constituyen parte fundamental de los procesos de resedimentación de carbonatos en áreas someras. Los autores citados distinguen cuatro grupos de procesos en función de los diversos mecanismos teóricamente posibles:

- * Coladas margosas o de derrubios (Debris flow)
- * Flujos fluidificados (Fluidized flow)
- * Flujos granulares (Grain flow)
- * Corrientes de turbidez (Turbidity current)

En los trabajos sobre turbiditas siliciclásticas se han realizado numerosas matizaciones y precisiones a esta clasificación (ver LOWE, 1976 y MUTTI, 1979). En gran medida versan sobre la existencia o no de los flujos fluidificados y las modificaciones que se producen en las estructuras sedimentarias durante los estadios finales de la sedimentación.

Las coladas fangosas son flujos gravitatorios en los que los granos mayores están sostenidos por encima de la interfase agua-sedimento por una mezcla de agua y sedimento fino. Probablemente constituyen los mecanismos más frecuentes, junto a las corrientes de turbidez, de resedimentación carbonatada. En este término FLUGEL (1982) incluye procesos tales como olistostromas (FLORES, 1955), marl-flaser breccia (SCHLAGER y SCHLAGER, 1973), disorganized limestone conglomerates (COOK et al., 1972; COOK y TAYLOR, 1977; McILREATH, 1977; KEITH y FRIEDMANN, 1977; CREVELLO y SCHLAGER, 1981) y pebbly mudstones (CROWELL, 1957). Este mismo autor recoge el amplio espectro de depósitos que se agrupan bajo el término de debris flow y que van, para los depósitos carbonatados, desde mudstones con pocos cantos hasta masas de bloques con sólo un poco de fango.

El comportamiento mecánico de los debris flow es de tipo no newtoniano, de forma que una vez iniciado el proceso se puede mantener con muy poca pendiente a lo largo de recorridos kilométricos.

Flujos fluidificados. Según MIDDLETON y HAMPTON (1976) los flujos fluidificados mantienen las partículas sedimentarias en suspensión gracias a la fuerza ascensional del

fluido intersticial que escapa hacia la superficie. LOWE (1976a) señala la diferencia entre este proceso y los flujos licuificados, en los que el agua escapa de la masa en movimiento porque las partículas que la forman se mueven hacia su base (COOK y MULLINS, 1983). LOWE (1976a) señala también la imposibilidad teórica de la existencia de flujos fluidificados con potencias mayores de 10 cm y mantiene que han de ser de corta duración. Las estructuras de escape de fluidos que se observan en los depósitos resedimentados son para este último autor más la consecuencia de procesos de licuificación que de fluidificación. En este mismo sentido hay que señalar, tal y como afirma FLUGEL (1982), que en los depósitos turbidítico-carbonatados las estructuras visibles en el registro fósil son en gran parte el resultado de las últimas etapas de la sedimentación, y registran en menor medida que los sedimentos siliciclásticos la historia de todo el proceso hasta la deposición.

Las corrientes licuificadas son probablemente, bajo este mismo punto de vista, procesos finales de la sedimentación y como tales no han sido recogidos en la clasificación de procesos modificada de NARDIN et al. (1979) que aquí se utiliza.

Flujos granulares. El proceso de grain flow presenta también serias matizaciones. MIDDLETON y HAMPTON (1976) lo definen como un flujo en el que las partículas se mantienen en suspensión por encima de la interfase agua-sedimento gracias a las presiones dispersivas que se ejercen entre los granos.

Los granos mayores tendrán entonces mayor tendencia a situarse en las zonas de menor esfuerzo de cizalla, es decir en la parte alta de la capa (BAGNOLD, 1954 y 1956). Así se produce con frecuencia granoclasificación inversa cuyo criterio es según COOK y MULLINS (1983) diagnóstico. Son pocos los sedimentos tanto actuales como fósiles

reconocidos como grain flow ya que en sentido estricto, tal y como indica LOWE (1976b) el fluido intersticial ha de presentar igual composición que el que envuelve al flujo, lo cual es harto difícil para sedimentos carbonatados. Para este autor requieren de 18 a 30° de pendiente y su potencia no llega a sobrepasar los 5 cm. Sin embargo, sí puede hablarse de flujos granulares modificados (LOWE, 1976b); en ellos, el proceso principal es el flujo granular, pero la sustentación de los granos está ayudada por un fluido de mayor densidad, por corrientes que se desplazan sobre el flujo de granos y que transmiten los esfuerzos de cizalla a su base y/o por la existencia de algo de turbulencia. Los modified grain flow de LOWE (1976b) requieren sólo pendientes de 9 a 14°. Finalmente hay que señalar la existencia de otros procesos cuyo producto final presenta iguales características que los de los flujos granulares (BOURGEOIS, 1977).

Corrientes de turbidez. Es el proceso de SGF mejor estudiado y no creo necesario recapitular aquí sus características. Mucho más interesante resulta, en cambio, el reseñar las diferencias entre los flujos carbonatados y no carbonatados y los procesos especiales asignados a corrientes de turbidez (megaturbiditas, CEP, allodapic limestones, etc.).

Tal y como ya señalamos en la introducción, una de las diferencias que caracterizan los flujos turbidíticos carbonatados es la presencia de secuencias verticales específicas, junto a la escasa frecuencia de la secuencia completa de BOUMA (1962). Se han desarrollado en este sentido varias secuencias-tipo que a pesar de no estar aceptadas totalmente conviene considerar. MEISCHNER (1962) propone una secuencia-tipo para los depósitos carbonatados, que además de presentar diferencias con la de BOUMA (1962) presenta una pre-fase o depósito previo en la sedimentación (fig. III.2). A los depósitos que presentan esta secuencia MEISCHNER los designa bajo el nombre de allodapic limestones.

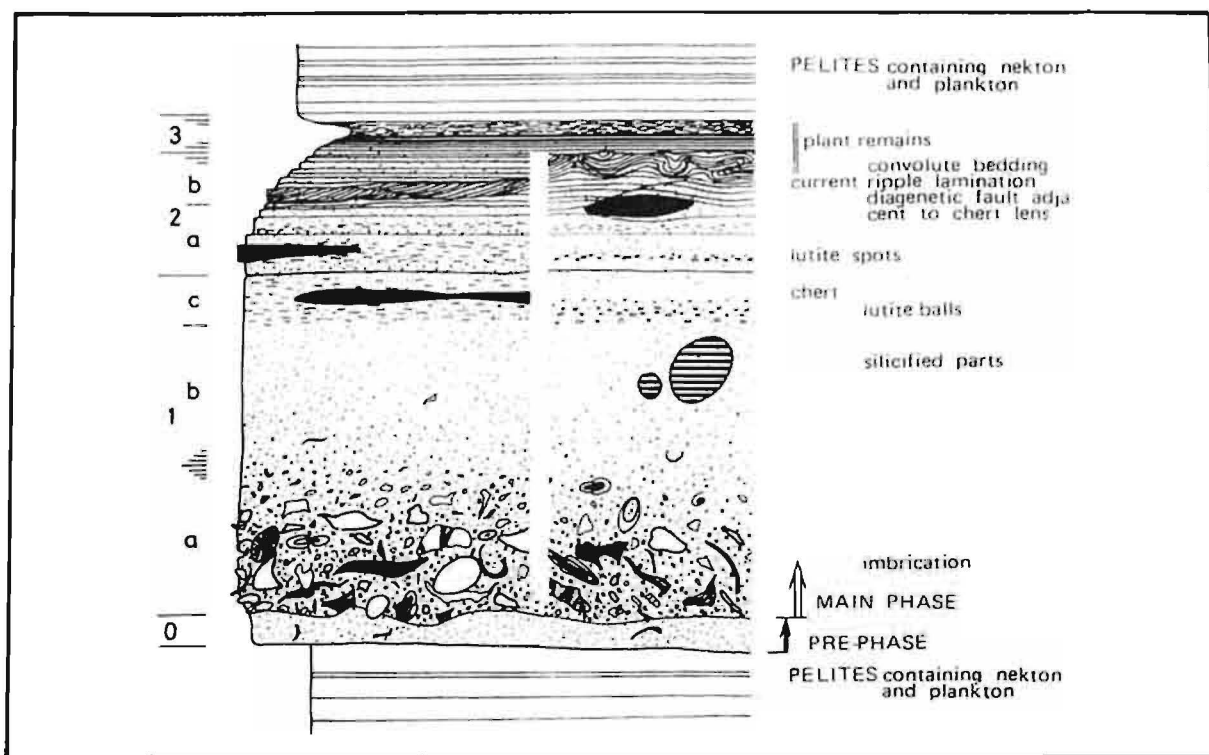


Fig. III.2 Modelo de facies de calizas allodápicas. Espesor de la capa: 1 m. Según MEISCHNER (1964).

El proceso que da lugar a este tipo de depósitos es controvertido y EDER (1971) propone un origen del tramo de prefase por cambios de pH en el proceso de sedimentación. Estos cambios producirían una solución y una reprecipitación del carbonato (fig. III.3). El proceso estaría controlado por la rápida deposición del material detrítico y tendría lugar, según la secuencia de EDER (1971), en cuencas pequeñas y tranquilas. La geometría de estas capas sería lenticular y sus dimensiones varían desde varios centenares de metros a varios kilómetros en longitud y desde menos de un centímetro a varios metros de potencia.

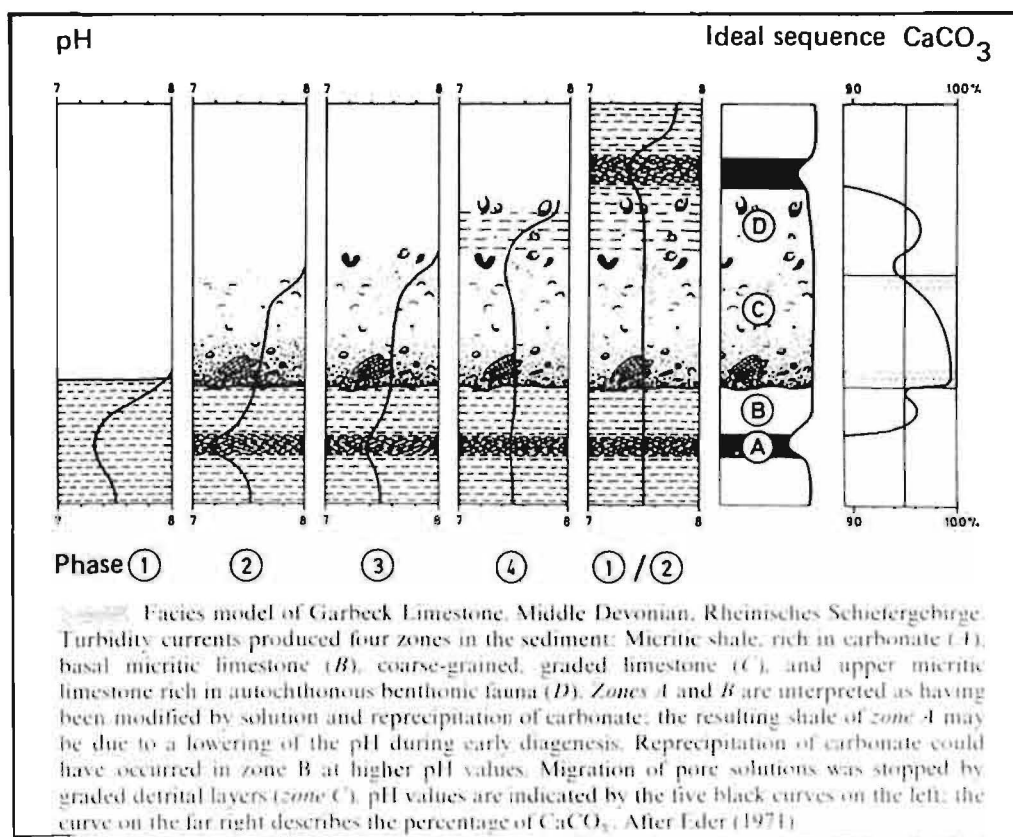


Fig. III.3 Modelo de facies de las calizas Garbeck, Devónico medio. Según EDER (1971).

Los allodapic limestones son comparables a la ideal bed definida por SZULCZEWSKI (1968) en el Devónico de Polonia. MEISCHNER (1964) propuso el término allodapic limestones exclusivamente para las turbiditas carbonatadas procedentes de áreas de plataforma. Cuando los carbonatos resedimentados tienen como área fuente la parte superior del talud FLUGEL (1982) les atribuye características algo distintas tanto de las secuencias de MEISCHNER (1962) y EDER (1971) como de la de BOUMA (1962) y las designa como limestone turbidites.

Las limestones turbidites están producidas por corrientes de turbidez y su especificidad secuencial viene determinada por sus caracteres litológicos. Varios autores (HESSE, 1970; SAGRI, 1979) diferencian sus depósitos en función de que estén formadas por encima o por debajo del nivel de compensación de carbonatos (CCD).

Son ya numerosos los depósitos carbonatados resedimentados que presentan dimensiones espectaculares. Se han agrupado bajo diversos nombres (megaturbiditas, megaslumpings, giant turbidites), aunque todos ellos responden a características similares: son episodios extraordinarios en relación con la sedimentación turbidítica normal e introducen en la cuenca un volumen inusual de sedimento, la mayor parte de las veces carbonatado. El mecanismo que se propone es siempre de origen regional: grandes terremotos que producen el colapso instantáneo del sedimento acumulado en la plataforma (RICCI LUCCHI, 1981). Igual tipo de proceso señalan entre otros RICCI LUCCHI (1978), JOHNS et al. (1981), DEBROAS et al. (1983) y LABAUME et al. (1983). Todos ellos presentan litologías carbonatadas y secuencias más o menos granodecrecientes y se atribuyen a deslizamientos gravitacionales que evolucionan a uno o varios de los otros tipos de flujos gravitatorios.

TIPOS DE DEPOSITO.

El conjunto de procesos descritos, y como seguridad algunos aún más desconocidos, determina una gran variedad de depósitos. Las diferentes clasificaciones propuestas son, en general, descriptivas, aunque para cada tipo de depósito se infiere la acción de uno o varios procesos. No es el objeto de este apartado el describir exhaustivamente todos y cada uno de los tipos de sedimentos. Por el contrario pasaremos rápidamente sobre las facies sedimentarias ya conocidas para detenernos algo más en los tipos menos estudiados o más interesantes en relación con los carbonatos resedimentados.

Una de las mejores clasificaciones, aceptada en general y útil en el campo, es la clasificación de facies de MUTTI y RICCI LUCCHI (1972 y 1975; WALKER y MUTTI, 1973) y se basa en siete tipos de facies:

- * A1 Ccnglomerados organizados, areniscas con cantos y areniscas de grano grueso con granoselección de escasa a moderada. Estratos muy potentes, con raros intervalos pelíticos. Geometría canaliforme con base erosiva. Se interpretan como el producto de flujos en masa o corrientes de turbidez de gran densidad (gradación) con retrabajamiento tractivo. Han sido estudiadas en detalle por WALKER (1975) y SURLYK (1978).

- * A2 Conglomerados desorganizados, pelitas con cantos o paraconglomerados con matriz pelítica (pebbly mudstone) areniscas con matriz pelítica y pelitas areniscosas. La fábrica es matriz-soportando. Estratos muy potentes con raros intervalos pelíticos. Geometría canaliforme con bloques a techo del estrato. Se interpretan como el producto de coladas de derrubios, de granos o mixtas.

- * B1 Depósitos arenisco-pelíticos o areniscos con tamaño de grano fino a medio y buena granoselección, en bancos de potentes a muy potentes. Caracterizados por la presencia casi constante de láminas espesas (3-30 mm) y estructuras de fluidificación (dish y pillars) en la parte media-inferior de la capa y laminación convoluted y/o cruzada en la parte superior. Se interpretan como productos de coladas fluidificadas o coladas de granos asociados a corrientes de turbidez densas que formarían la parte alta del estrato. LOWE (1976), en un importante estudio sobre las estructuras de escape de agua, duda de la existencia de flujos o coladas fluidificadas según el mecanismo propuesto por MIDDLETON y HAMPTON (1973) y es partidario de considerar la fluidificación como un fenómeno que ha de producirse en condiciones estáticas. RICCI LUCCHI (1980) postula la sustitución del término colada fluidificada

por colada licuificada e incluso por colada de granos, ya que considera estos términos como equivalentes.

- * B2 Areniscas de grano medio a grueso en bancos de potencia variable intercalados con niveles pelíticos. Se caracterizan por el predominio de estructuras tractivas (laminación cruzada) y por conservarse a techo de capa la morfología externa del intervalo tractivo. Son depósitos residuales producto de retrabajamiento tractivo de sedimentos abandonados por flujos de alta concentración.

- * C1 y C2 Depósitos turbidíticos clásicos que pueden ser descritos por medio de la secuencia de BOUMA (Ta-e), aunque puede faltar algún término, excepto el gradado (a). Se distinguen dos subfacies:

C1 Intervalo gradado muy desarrollado.

C2 Intervalo gradado poco desarrollado.

Corresponden a corrientes de turbidez, típicas, de alta (C1) y media (C2) concentración, depositadas en condiciones de energía decreciente, pasando de tracción a tracción más decantación y finalmente a sólo decantación.

- * D1, D2 y D3 Facies pelítico-areniscosas y caracterizadas por superficies de estratificación regulares y plano paralelas. Son las facies más extendidas en el conjunto de depósitos turbidíticos. Pueden ser descritas como secuencias de BOUMA faltas, al menos, del término gradado. La granulometría oscila de medio-fina a muy fina y la potencia de los estratos no llega a 1 m. Se distinguen tres subfacies en función de la relación arena/arcilla:

- D1 Relación arena/arcilla mayor o igual a 1.
- D2 Relación arena/arcilla menor o muy menor que 1.
- D3 No presenta prácticamente arena (en general sólo limo).

Corresponden a depósitos formados por corrientes de turbidez diluidas, pero de gran volumen, generalmente depositadas en condiciones de tracción más decantación. RICCI LUCCHI (1980) considera como pertenecientes a este tipo de facies (D1 y D2) a los potentes paquetes calcareníticos conocidos como capas de tipo Contessa.

- * E Constituyen el equivalente distal de las facies B2 presentando sus mismas estructuras en estratos más delgados, de geometría lenticular, y con granulometría más fina. Representan deposiciones residuales locales con predominio de condiciones tractivas.
- * F Comprende todos los tipos de masas caóticas y deformadas procedentes de deslizamientos submarinos.
- * G Representan los sedimentos marinos normales asociados a las turbiditas. Están formadas por capas delgadas (hasta 20 cm), plano-paralelas muy continuas, de pelitas, a veces limosas, cuya composición carbonatada varía en función de su composición con respecto al nivel de compensación de carbonatos. El mecanismo deposicional predominante es la decantación.

La identificación de los diversos tipos de facies permite definir sus relaciones y tipificar las diversas asociaciones de facies asignándoles un ambiente deposicional. Antes de definir estos ambientes y por ende los modelos sedimentarios que los agrupan hemos de detenernos en algunas facies de interés para los carbonatos resedimentados y cuya asignación a uno de los tipos de la clasificación de MUTTI y RICCI LUCCHI (1972) no es inmediata.

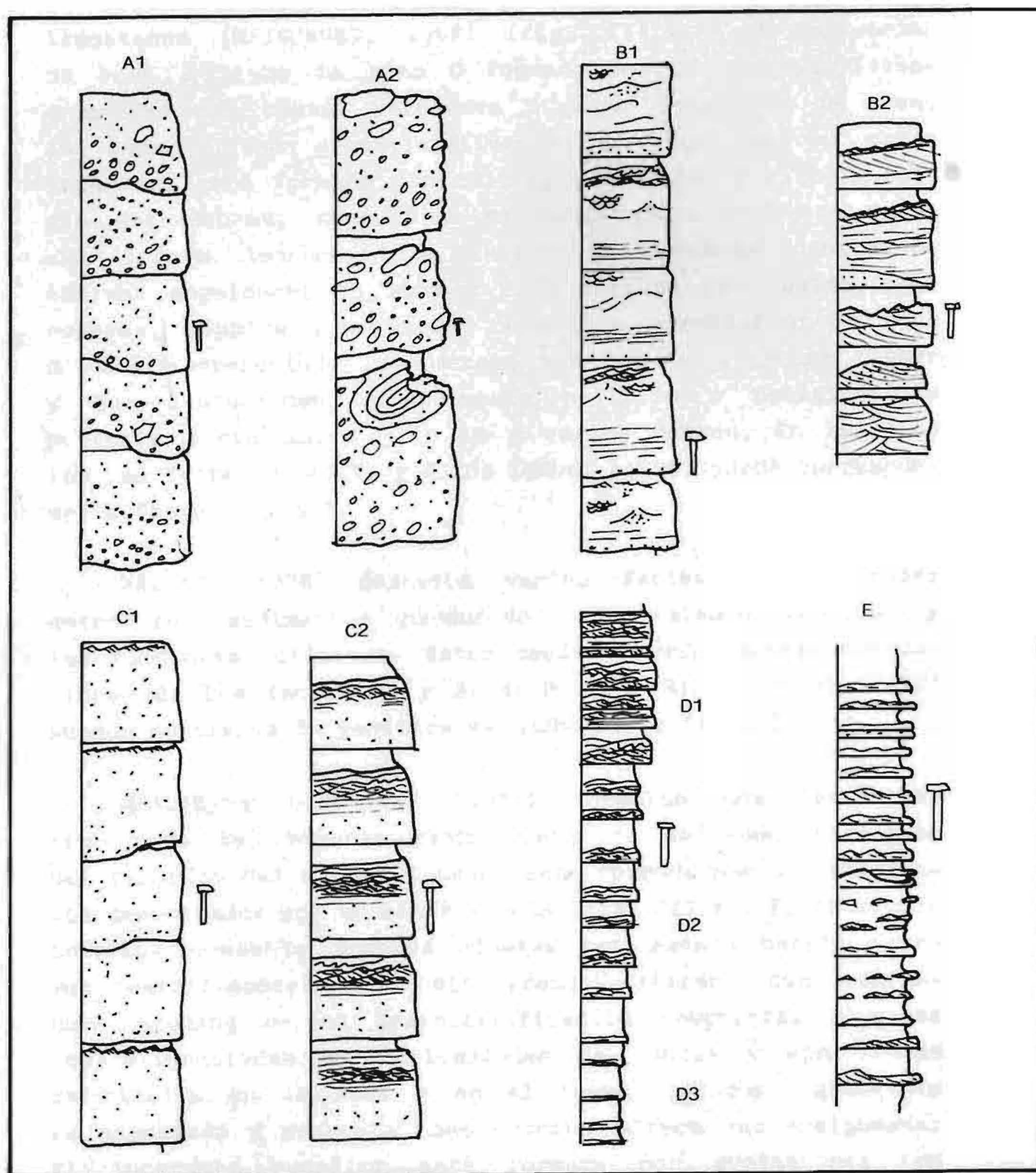


Fig. III.4 Tipos de facies de MUTTI y RICCI-LUCCI (1972) según MUTTI (1979).

Las secuencias verticales que identifican a los allodapic limestones (MEISCHNER, 1962) (fig. III.2 y 3) presentan de base a techo la zona 0 formada por calizas micríticas o margas con restos calcáreos y algún fragmento de roca; la zona 1 con granoclasificación positiva en su parte inferior, está formada por calizas detríticas y litoclastos, sin estructuras, aunque en su parte superior puede darse una ligera laminación e incluso encontrarse cantos de calizas angulosos; la zona 2 está formada por laminaciones espesas, ripples y a veces laminación convoluted; la zona 3 está representada por margas que exhiben textura flaser y que evolucionan a sedimento pelítico o pelágico. Su potencia varía entre 1 cm y varios metros. En relación con las facies de MUTTI y RICCI LUCCHI (1972) puede corresponder a facies C y/o B.

WALKER (1978) describe varias facies transaccionales entre los sedimentos producidos por coladas fangosas y las turbiditas clásicas. Estos depósitos representan matizaciones de las facies A1 y B1 de MUTTI y RICCI LUCCHI (1972) aunque su precisión genética es mucho mayor (fig. III.5).

KRAUSE y OLDERSHAW (1979) formulan una secuencia-tipo para las brechas carbonatadas de la Sekwi Formation del Cámbrico del NW del Canadá. Está formada por dos intervalos depositados por un mismo evento (fig. III.6). El intervalo inferior presenta grandes clastos con escasa matriz (rara vez matriz-soportando), sin granoclasificar, con coarse-tail grading o con granoclasificación compuesta, a veces con alineaciones o imbricaciones de cantos y con líneas de cizalla en la base y en el techo. Su geometría es acanalada y presenta base erosiva o rara vez amalgamada. El intervalo superior está formado por grainstones con base erosiva, marinos o poco gradados que a techo presentan laminación paralela y laminación tipo ripple. Se observan estadios transicionales que presentan la secuencia-tipo

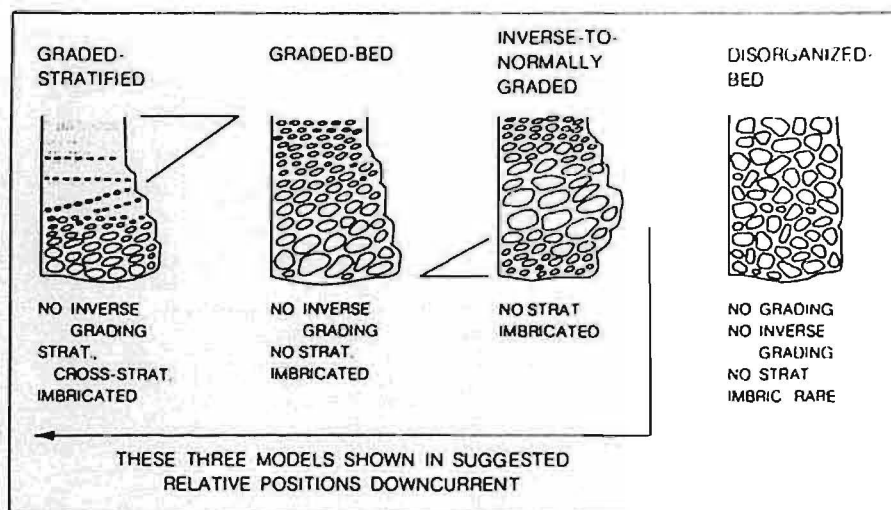


Fig. III.5 Cuatro modelos para conglomerados resedimentados (de aguas profundas). Según WALKER (1978).

descrita. KRAUSE y OLDERSHAW (1979) denominan a dicha secuencia breccia bed y la atribuyen a situaciones intermedias entre slumps y turbiditas.

Otros depósitos de características diferenciales respecto a los definidos en la clasificación de MUTTI y RICCI LUCCHI son los sedimentados por medio de corrientes de alta densidad que dejan su carga en varios episodios de un mismo evento turbidítico, de forma que la capa generada además de ser granodecreciente globalmente presenta varias recurrencias granulométricas de segundo orden en su interior. No está definida la importancia de este mecanismo en los carbonatos resedimentados, aunque RODRIGUEZ-PEREA y POMAR (1983) señalan su posible presencia en los depósitos miocenos de Mallorca. LOWE (1982) describe el hipotético camino que conduciría desde flujos cohesivos producidos por coladas fangosas hasta corrientes de turbidez diluídas, y detalla el tipo de sedimento que se produce en cada estadio (fig. III.7). Resulta evidente que si bien pueden encajarse

estos depósitos en el esquema de MUTTI y RICCI LUCCHI (1972), representan un nuevo estadio, más detallado, de su elaboración.

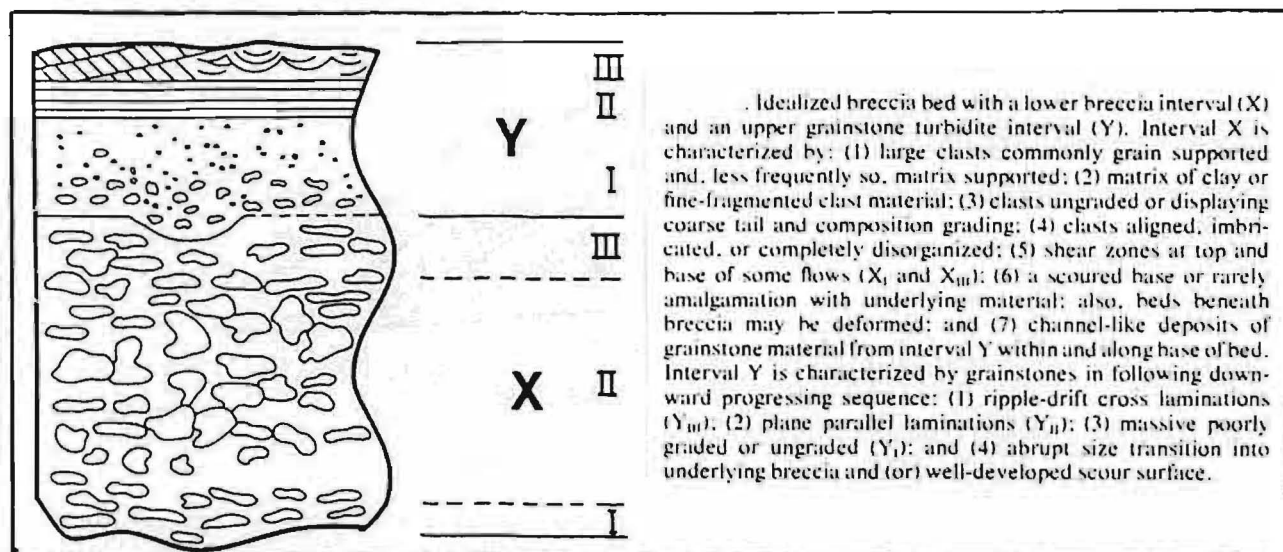


Fig. III.6-A Capa idealizada de brechas con un intervalo inferior de brechas (X) y un intervalo superior (Y) de grainstone turbidítico. Según KRAUSE et al. (1979).

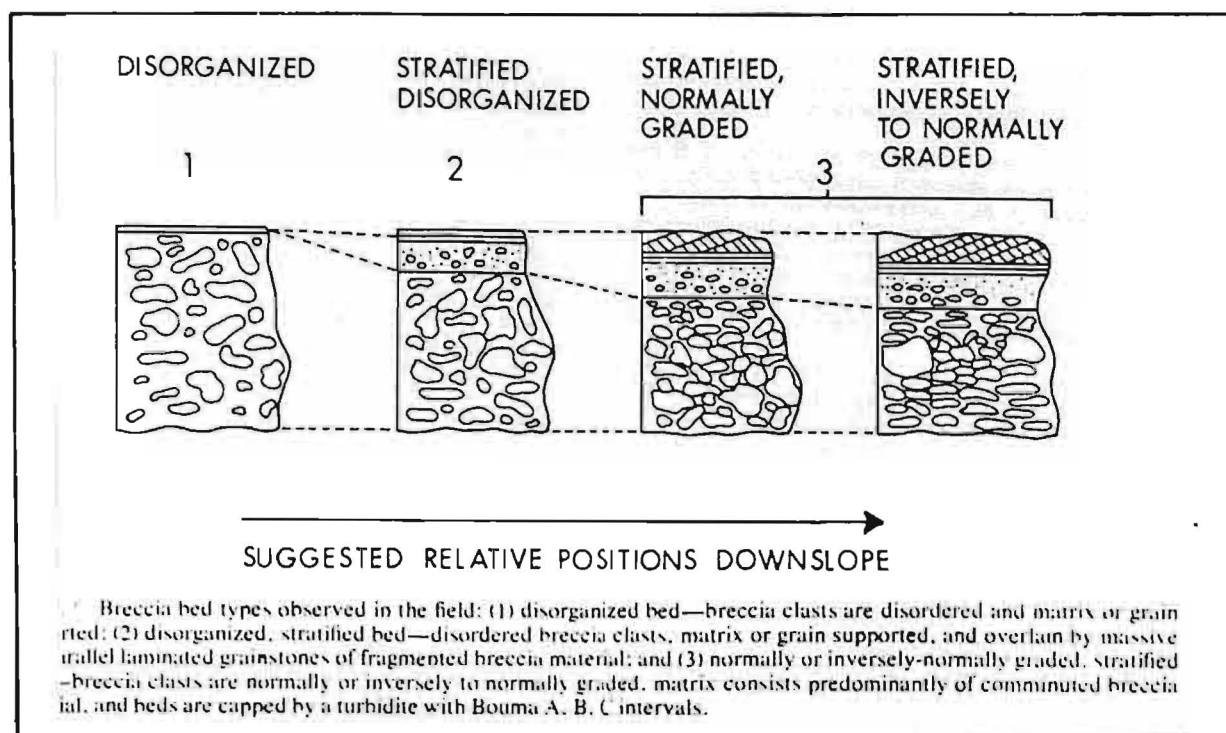


Fig. III.6-B Secuencias de capa de brechas submarinas. Según KRAUSE et al. (1974).

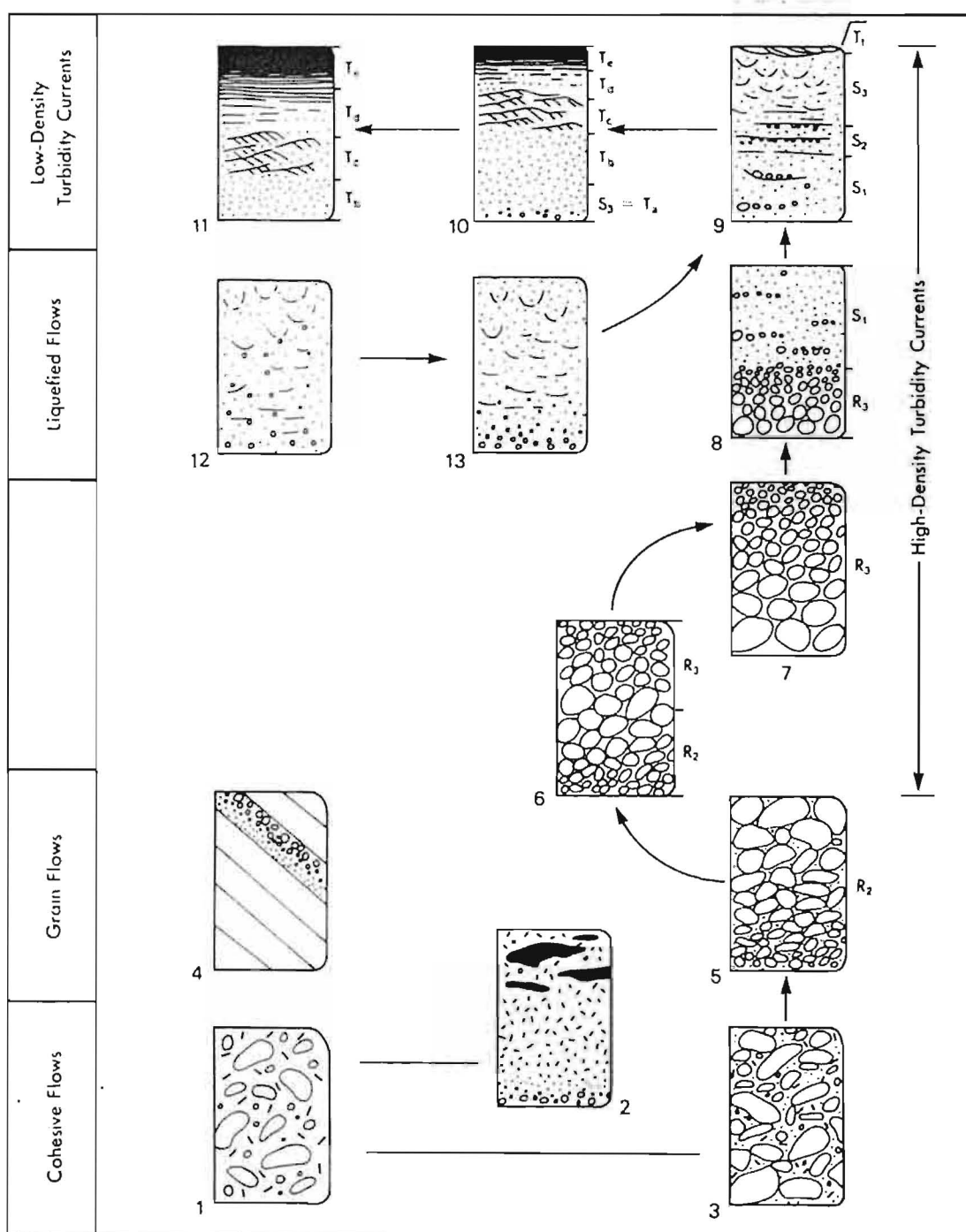


Fig. III.7 Cuadro resumen de los principales tipos de depósitos formados durante la deposición de sedimento por flujos de gravedad (sediment gravity flows). Según LOWE (1982).

Los limestones turbidites de FLUGEL (1982) presentan un predominio de la laminación horizontal, frecuentemente no presentan el tramo A de BOUMA (1962), la base muestra un contacto brusco y nunca presentan pelitas del intervalo E de BOUMA. Podrían representar una variación de los depósitos de facies B1 de MUTTI y RICCI LUCCHI (1972). El ejemplo clásico de este tipo de sedimentos son las turbiditas crinoidales del Devónico de Cornwall (TUCKER, 1969).

Megaturbiditas

Las megaturbiditas, mega-beds, basin-wide turbidites, etc., presentan varios tipos de secuencias que no han permitido la creación de un modelo único.

RUPKE (1976a y b) detalla las características de very thick calcarenite-marlstone beds en el SW de los Pirineos atribuyendo su origen a corrientes de turbidez. Las calcarenitas presentan potencias de hasta 25 m y las margas hasta 16 m; se sitúan sobre tramos slumpizados de más de 100 m de potencia. Reflejan según dicho autor el régimen sísmico de la cuenca independientemente de los aparatos deposicionales normales. Puede considerarse como una de las primeras referencias a eventos de resedimentación de gran tamaño.

RUPKE (1977) describe un nivel olistostrómico en los depósitos carboníferos de la cordillera Cantábrica. Está formado por una masa de mudstones slumpizados conteniendo olistolitos hasta de 100 m de diámetro en su interior. Su emplazamiento (fig. III.8) se debe, según RUPKE (1976), a una sobrependiente por fracturación del talud y levantamiento de la plataforma.

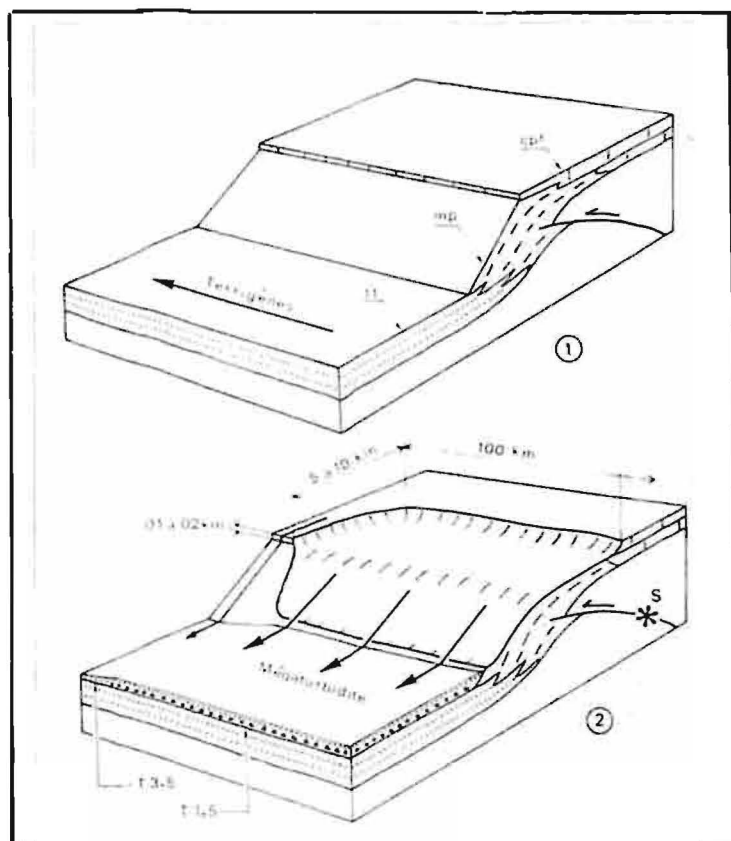
RICCI LUCCHI (1978) describe como Contessa-like beds a los depósitos de gran extensión y potencia (hasta 200 km y hasta 16 m) ya descritos en PAREA y RICCI LUCCHI (1975). Están formadas por areniscas de grano medio a grueso y presentan un intervalo basal sin estructuras que incluye abundantes cantos blandos, sobre el que se desarrolla un potente intervalo con laminación paralela, afectado en bastantes casos por fluidificación; la parte alta de la capa presenta a menudo un nivel con laminación cruzada o convoluted sobre el que puede situarse un nivel de ripples. No obstante, el mejor criterio diagnóstico de las capas tipo Contessa es su intercalación entre los depósitos característicos de llanura submarina sin formar ciclos ni secuencias. Se interpretan como el producto de corrientes de turbidez de excepcional volumen que reparten su carga por toda la llanura submarina, y que son capaces de sobrepasar el abanico submarino depositando en él sólo una pequeña parte de su carga (la más gruesa). En las áreas proximales presentan intervalos caóticos, bases erosionadas, grandes cantos blandos, un índice arenisca-lutita igual o superior a uno, y textura hasta el tamaño canto. Su composición litológica es carbonatada o mixta, siendo inusual la falta de clastos carbonáticos. En algunos casos la deposición de las Contessa-like beds esta relacionada con los megaslumpings. Estos últimos presentan, según RICCI LUCCHI (1978) longitudes de hasta 20 km, potencias máximas de algunos centenares de metros y geometrías lenticulares o tabulares. Están formados por materiales de intra y/o extracuenca y se sitúan entre depósitos del talud o del basin plain.

RICCI LUCCHI y VALMORI (1980) reconocen en detalle los sedimentos de basin plain de la Marnoso-Arenácea italiana. Extienden el término de megaturbiditas a las capas mayores de 1 m de potencia y consideran a gran parte de estas sedimentadas en toda la cuenca. Su gran volumen y el confina-

miento de dicha cuenca serían los responsables de su gran potencia. RICCI LUCCHI (1982) utiliza el término de basinal turbidites para agrupar tanto a las megaturbiditas como a thin bedded turbidites (TBT) que se extienden por toda la cuenca.

JOHNS et al. (1981) describen e interpretan la Unidad del Roncal en el Grupo de Hecho, al Sur del Pirineo central. Corresponde a parte de las megabeds y slump sheets asociado de RUPKE (1976a y b). Su tamaño excede los 75 km de longitud y su potencia los 100 m. está formada por una secuencia granodecreciente que evoluciona desde megabrechas basales con grandes bloques derivados de la plataforma hasta mudstones calcáreos. JOHNS et al. (1981) lo interpretan como producido por un flujo gravitacional competente generado por un terremoto. Se produciría un colapso y posterior transporte de la parte superior de una plataforma carbonatada que bordeaba la cuenca. LABAUME et al. (1983) generalizan esta interpretación a varias unidades carbonáticas resedimentadas del Grupo de Hecho. La unidad mayor excede los 200 m de potencia, los 140 km de longitud y presenta un volumen del orden de los 200 km³. Estos autores precisan la zonación interna definida por JOHNS et al. (1981) y formulan su secuencia tipo (fig. III.9) en la que definen cinco intervalos. En la base presentan dos intervalos de megabrechas, mientras que la parte superior está formada por un conjunto de tres términos gradados: microbrecha, calcarenita y marga. El término inferior es una megabrecha carbonatada, sin granoclasificación, cantos soportando con cantos desde centímetros hasta 50 m, y con estratificación interna subparalela. El segundo término está formado por megabrechas carbonatadas, también cantos soportando y sin granoclasificación neta; los cantos son subdecamétricos y predominan (50-60 %) los cantos blandos, los cuales pueden localmente tener espesores de 50 a 80 m. Los términos superiores granoclasificados evolucionan desde microbrechas de cantos calizos a calcarenitas bioclásticas con secuencias b y c de BOUMA

y a margas azules sin estratificación (Te).



rig. III.9-B Diagrama esquemático de la geometría del talud y condiciones de emplazamiento de las megaturbiditas. Según LABAUME et al. (1981).

Como estructuras asociadas presentan según LABAUME et al (1983) acanaladuras de base poco desarrolladas, deformación frecuente de las turbiditas siliciclásticas sobre las que se sitúa, superficies de cizallas en el frente de los grandes bloques, estructuras de escape de agua de gran tamaño (champignons y dykes) y a menudo un nivel de microbrechas en su base, que cuando se presenta coincide con la falta de deformaciones en las turbiditas suprayacentes. Los autores citados indican un posible

mecanismo de formación que se basa en la conjunción de varios de los procesos descritos en el apartado anterior. La puesta en marcha vendría determinada por el movimiento de una fractura inversa que tornaría inestable el depósito al licuificarse los materiales arcillosos sobre los que se asentaba. El movimiento inicial se produciría por una combinación de rock fall y grain flow hasta que se incorporasen bloques de margas del sustrato que al disgregarse en la masa generan un proceso tipo debris flow o modified grain flow. Por cizalladura se individualiza la microbrecha basal, de forma similar al cojín de aire de las coladas fangosas subaéreas; los bloques tienen tendencia a ascender y a techo de la secuencia por mezcla con el agua encajante se genera una corriente de turbidez. Con la pérdida de pendiente que se produce al alcanzar la colada la llanura submarina, el depósito pierde velocidad, se estratifica y por sobrepresión de su base se producen las estructuras de escape de agua. Los mismos autores definen variaciones sobre la secuencia tipo y discuten sus matices estableciendo una periodicidad del fenómeno del orden de 500.000 años.

Finalmente, DEBROAS et al. (1983) identifican megaturbiditas calcareníticas distales (fig. III.10) y brechas de bloques calcáreos en el flysch cretácico de la vertiente N de los Pirineos occidentales. Las interpretan como grandes episodios de resedimentación distales y proximales respectivamente correlacionables con la actividad sísmica. Las megaturbiditas calcareníticas son depósitos maduros, de granulometría fina, buena granoclasificación y organización secuencial atribuible a la secuencia de BOUMA (1962). Los autores citados las atribuyen a megacorrientes de turbidez. Las brechas de bloques calcáreos son depósitos proximales acumulados al borde del talud y sedimentados por debris flows.

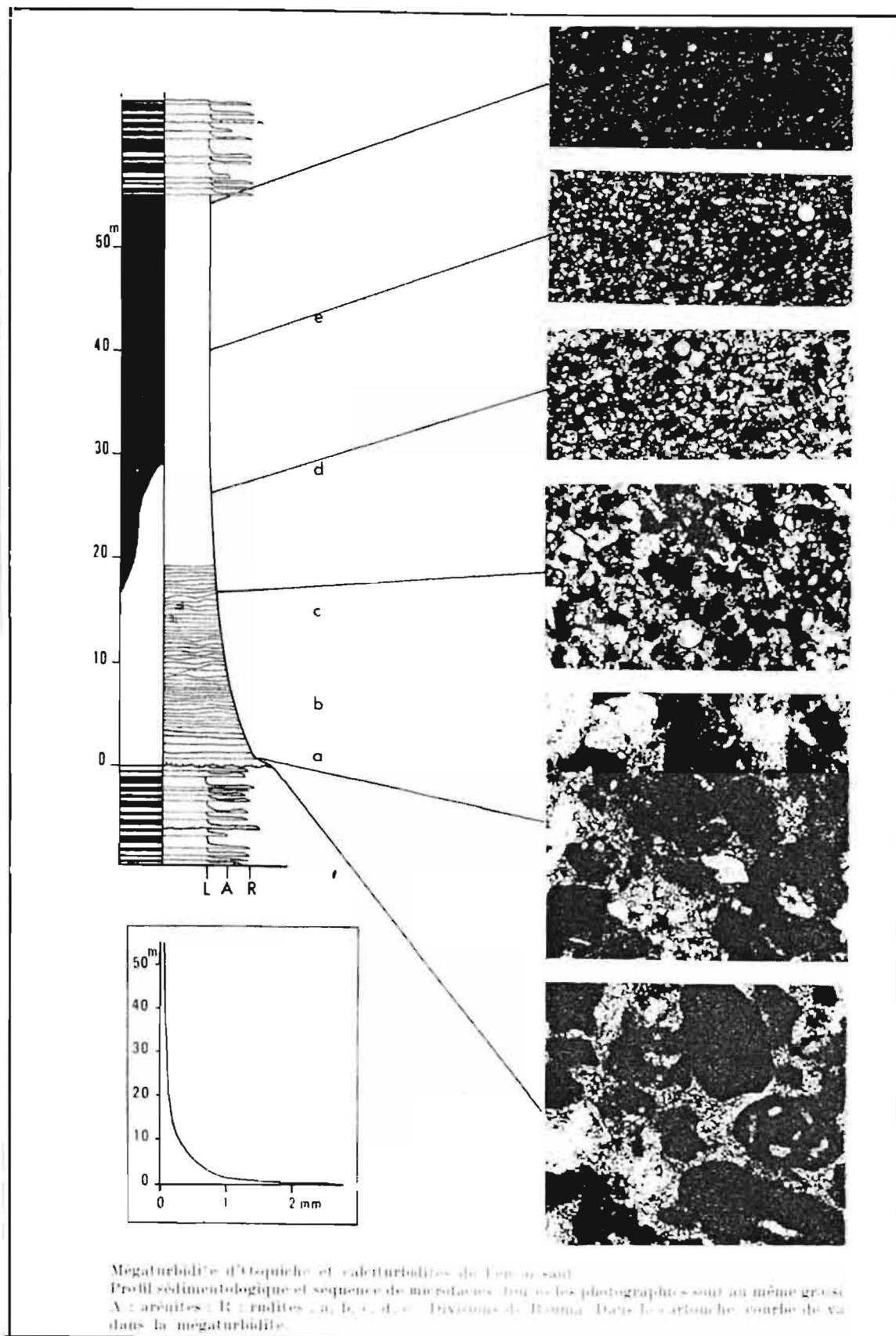


Fig. III.10 Megaturbidita de Osquiche y calciturbiditas encajantes. Según DEBROAS et al. (1983).

ASOCIACIONES DE FACIES Y MODELOS.

Las facies descritas en el apartado precedente se asocian entre sí horizontal y verticalmente de forma que pueden definirse diversas asociaciones de facies. De forma global pueden tipificarse algunas de ellas, no obstante cuando esto se realiza se asigna a cada asociación un ambiente sedimentario dentro de un modelo de asociaciones de facies. Este hecho significa un salto cualitativo en la interpretación y en su desarrollo intervienen factores difícilmente comprobables como son la existencia real de un modelo de asociaciones de facies.

El estudio de los depósitos siliciclásticos ha atravesado una etapa inicial de desarrollo de modelos basados en datos del registro fósil (MUTTI y RICCI LUCCHI, 1972) y en datos de geología marina (NORMARK, 1970) (fig. III.11). A partir de ella se han ido aportando matizaciones y generando nuevos modelos que pretendían globalizar el máximo número de ejemplos. La proliferación de estos modelos ha producido, tal y como señalan MUTTI y RICCI LUCCHI (1981), una importante confusión terminológica (ver NILSEN, 1980a y b; WALKER, 1980) que es, probablemente, el reflejo de la complejidad del objetivo (definir un modelo) e incluso de su probable inexistencia.

Es evidente que existen unas asociaciones de facies de orden general que pueden asimilarse a ámbitos sedimentarios distintos, pero también es igualmente evidente que estos ámbitos son poco comparables entre los distintos sistemas deposicionales. Los sistemas deposicionales concretos se definen por la conjugación de unos determinados procesos y por tanto sus combinaciones, dado el importante número de procesos existentes, son numerosas.

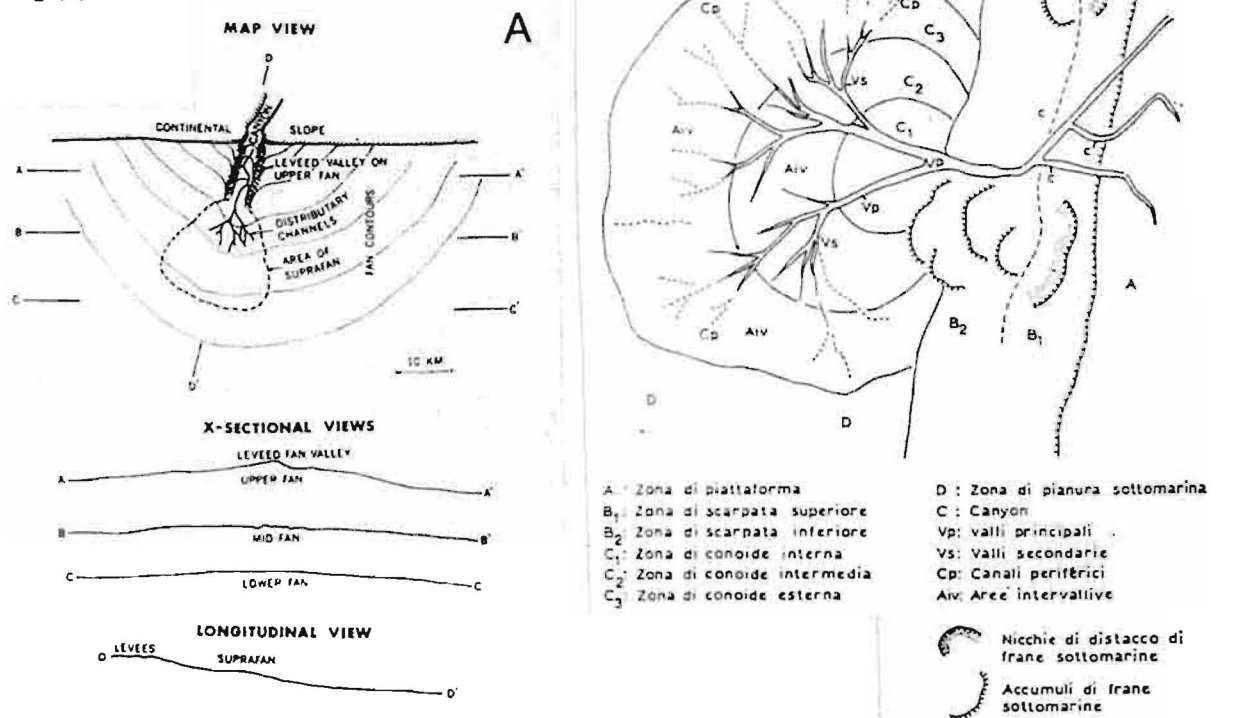


Fig. III.11 Modelos de abanicos submarinos. A, según NORMARK (1970); B, según MUTTI y RICCI LUCCHI (1972).

De cualquier forma, estas combinaciones de procesos que conforman un sistema deposicional vienen determinadas por unos vectores previos (naturaleza del sedimento en el área fuente, morfología de dicha área, del talud y de la cuenca, y mecanismos de inicio del proceso, entre otros) que pueden repetirse en un lugar y en otro.

A raíz de los trabajos de MUTTI (1979) parecen definirse dos tipos de sistemas deposicionales en función de la eficiencia de los mecanismos de transporte, que está condicionada por el porcentaje de finos disponibles en el área fuente. Así, puede hablarse de abanicos de alta eficacia y de baja eficacia.

Son abanicos de alta eficacia aquellos en los que el área fuente presenta una gran abundancia de sedimentos finos. El transporte de la arena alcanza entonces grandes distancias y los cuerpos deposicionales no se hallan en

contacto directo con los depósitos canalizados. Generalmente están en relación con complejos fluvio-deltaicos y los ejemplos mejor conocidos son los de la Marnoso-Arenácea y los del Grupo de Hecho.

Los abanicos de baja eficacia se originan en áreas pobres en fango, donde la capacidad de transporte de arena es limitada y los cuerpos deposicionales están yuxtapuestos a los depósitos canalizados. Su tamaño es pequeño y pueden asimilarse a los definidos en modelos actuales por NORMARK (1970) en los que es fundamental el concepto de suprafan. Ejemplos de estos sistemas se encuentran en las cuencas del Piamonte, al NW de Italia.

Estos dos tipos de abanico coinciden en parte con los tipos de alimentación distinguidos por NORMARK (1978 y 1980): la producida por complejos deltaicos (rica en finos) y la producida por el sistema playa-cañón submarino (pobre en finos).

Abanicos de alta eficacia

RICCI LUCCHI (1975) distingue varias asociaciones de facies típicas de los abanicos de alta eficacia según han sido definidas por MUTTI (1979) y precisadas por JOHNS y MUTTI (1981):

- * Asociación de talud. La asociación de talud (MUTTI y RICCI LUCCHI, 1972) está constituida predominantemente por sedimentos hemipelágicos (facies G) y por masas caóticas (facies F). Se distinguen en ellas: el talud superior, formado casi en su totalidad por depósitos hemipelágicos y caracterizado por las cicatrices de los deslizamientos (slump scars), y el talud inferior, en el que además de las facies G y F podemos encontrar facies A, B y/o E.

- * Asociación de abanico submarino. Al igual que la anterior, puede dividirse en dos subasociaciones: abanico interno o canalizado, y abanico externo (fig. III.12).

La asociación de abanico interno o canalizado tal y como la define RICCI LUCCHI (1980) se caracteriza por la existencia de cuerpos areniscosos y conglomeráticos lenticulares interdigitados con sedimentos pelíticos y pelítico-arenosos; son cuerpos alargados de sección plano-cóncava y base erosiva (canaliformes) cuyos bordes onlapan los depósitos erosionados y están formados por facies A, B1 y E que verticalmente pasan a facies D1 y E. Suelen presentar una secuencia positiva cuyo espesor oscila entre 4 y 40 m. Los depósitos que se les interdigitan representan porcesos de desbordamiento de canal y en ellos se pueden distinguir varios subambientes (levees, crevasas, intercanal, etc.). En general están formados por facies D, aunque también pueden presentar episodios hemipelágicos (facies G).

La subasociación de abanico externo está formada por depósitos no canalizados, entre los que se distinguen cuerpos areniscosos tabulares, de geometría lenticular, en estratos potentes de facies C y B1, intercalados entre turbiditas distales en facies D1 y D2. El espesor de los cuerpos areniscosos tabulares oscila desde 2 a 90 m y son características en ellos las secuencias negativas (progradación) o simétricas (progradación y abandono). Estos depósitos, que se conocen como lóbulos deposicionales, presentan una geometría alargada y están sumergidos y rodeados por depósitos finos de interlóbulo o franja de lóbulo. La zona de transición entre los lóbulos y la llanura submarina, se llama franja de abanico (fan ridge) y se caracteriza por

la alternancia de depósitos de abanico externo con sedimentos propios de la llanura abisal. Muchas veces los depósitos turbidíticos de la franja de conoide reflejan evolución vertical del área de lóbulos, registrando secuencias negativas con facies más finas (D y C2).

- * Asociación de llanura submarina. Se caracteriza por la alternancia de turbiditas finas (facies D2 y D3) con hemipelagitas (G). En la parte proximal de la llanura pueden encontrarse facies D1 y C -en estratos potentes- intercaladas con hemipelagitas. Estas facies presentan un paralelismo muy acusado de sus superficies de estratificación y gran uniformidad tanto vertical como lateral.

Esporádicamente se presentan estratos potentes y muy potentes (tipo Contessa) con facies D1 y D2 que representan acontecimientos excepcionales, posiblemente tectónicos, que introducen enormes volúmenes de sedimento en la cuenca, superando la capacidad retentiva del conoide.

Abanicos de baja eficacia

En los abanicos de baja eficacia se distinguen cuatro asociaciones de facies (MUTTI, 1979): asociación de facies del canal principal, de la parte interna del suprafan, de la parte externa del suprafan y de la llanura submarina (fig. III.13). Los tipos de facies que forman tanto las partes canalizadas como las no canalizadas son B1 y C1; en los ejes de los canales pueden estar presentes facies A1. Las facies D (corrientes de turbidez diluidas) son infrecuentes reflejando la falta de fango en los aportes. No obstante, pueden encontrarse tramos lutíticos poco potentes en la zona canalizada como producto de desbordamiento y niveles algo más potentes en la zona no canalizada.

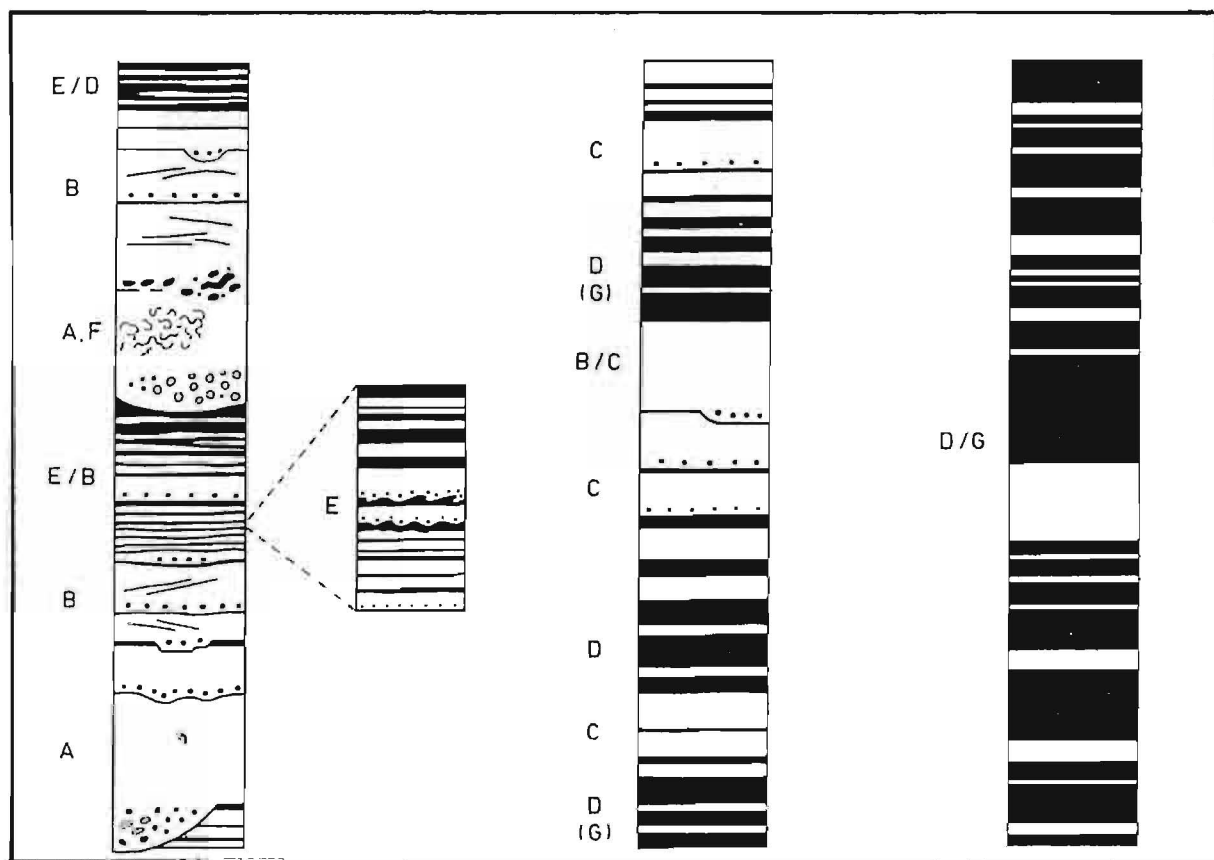


Fig. III.12 Columnas esquemáticas mostrando las asociaciones verticales de facies turbidíticas y depósitos de flujos gravitativos; relleno de canales (izq.), lóbulos deposicionales (cent.) y fondo llano (der.). RICCI-LUCCHI (1972).

El tamaño de estos sistemas deposicionales de baja eficacia es siempre reducido, tanto en potencia como en extensión (pocos kilómetros).

Las numerosas discusiones producidas en el 2nd. European Regional Meeting de la I.A.S. en Bologna pusieron de manifiesto la dificultad de establecer un modelo único, consagraron la diferenciación entre aparatos de alta y baja eficacia, y reflejaron la dificultad de señalar las características de la asociación de abanico medio. Así puede establecerse aunque de forma no excluyente, la diferenciación entre abanico canalizado y no canalizado, y entre alta eficacia y baja eficacia.

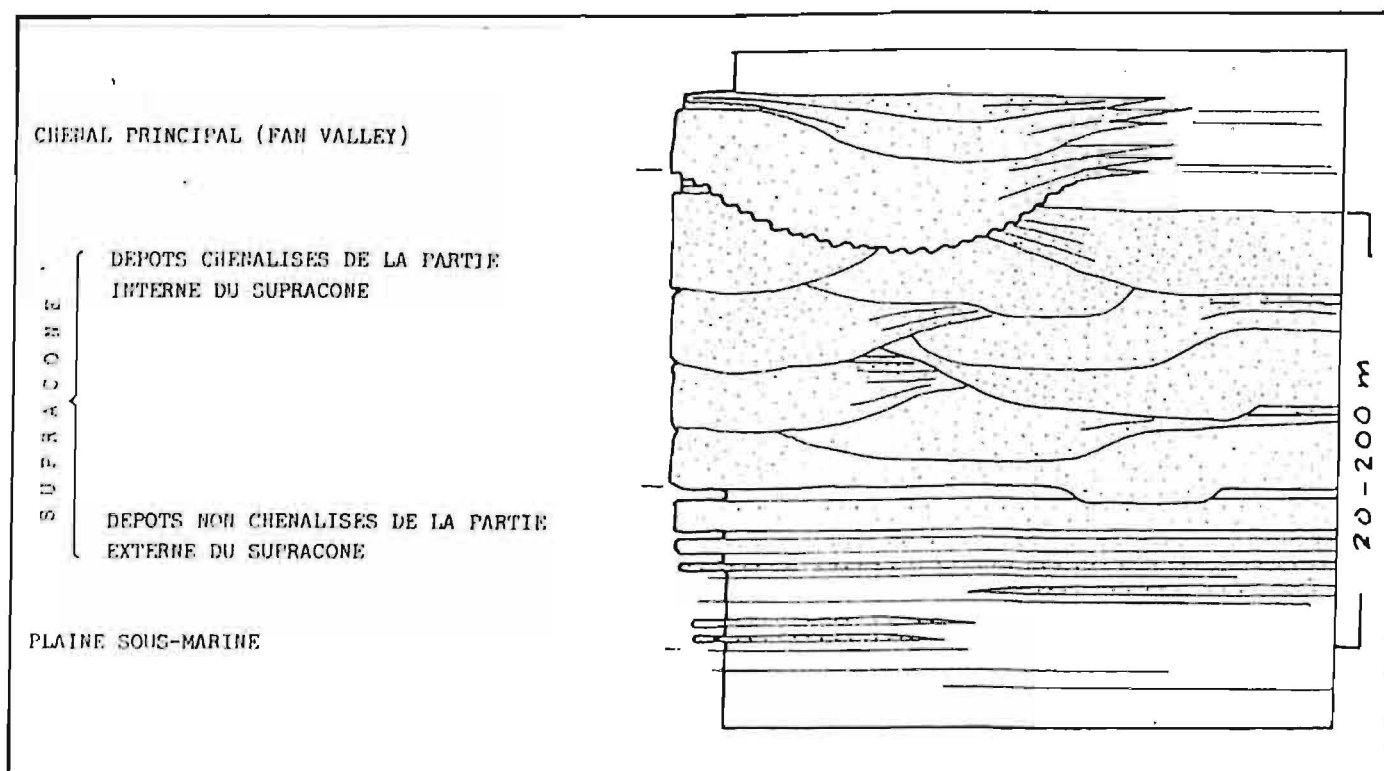


Fig. III.13 Modelo de abanico submarino de baja eficacia de transporte. Según MUTTI (1979).

Modelos carbonatados

Pocos son los depósitos resedimentados de carácter carbonatado que se ajustan a los modelos de abanicos silici-clásticos. COOK y MULLINS señalan uno de los pocos ejemplos bien documentados de secuencias progradantes que abarcan todas las asociaciones de facies clásicas de un deep-sea fan: basin plain, submarine fan, slope y platform margin. Se desarrolla en el Cámbrico-Ordovícico de Nevada y está formada por una secuencia de 1500 m de sedimentos carbonatados inusualmente bien expuestos. El modelo deposicional (fig. III.14) formulado por COOK y EGBERT (1981a, b y c) presenta un sistema de alimentación múltiple, formado por canales y deslizamientos submarinos a los que siguen canales distributarios de abanico medio y depósitos de lóbulo, borde de abanico y llanura submarina.

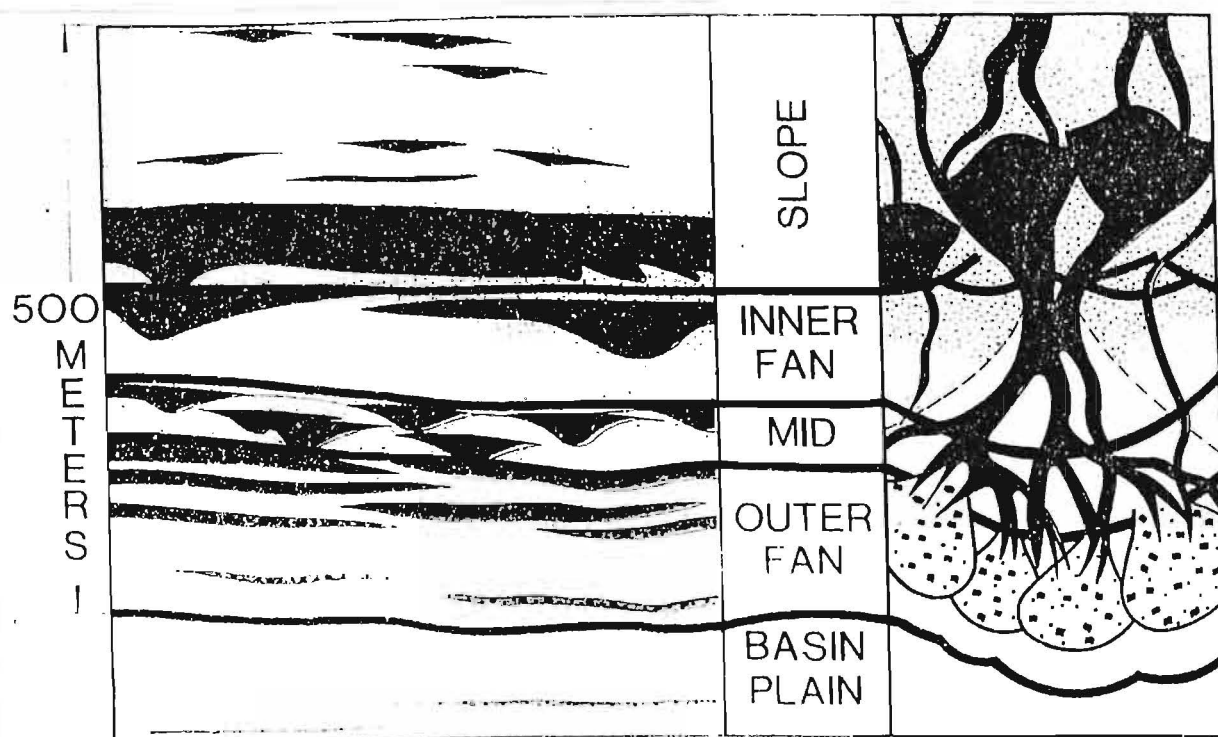


Fig. III.14 Modelo deposicional de abanico submarino carbonatado según COOK y EGBERT (1981).

En general los carbonatos resedimentados no responden a un modelo rígido, sino que presentan una gran variabilidad de situaciones para las que sólo se pueden establecer consideraciones generales. Predominan los flujos en masa, en los que no pueden establecerse secuencias equivalentes a las que se encuentran en los depósitos siliciclásticos. Los depósitos delgados calcareníticos, tanto canalizados como no canalizados, alternan con grandes volúmenes de coladas fangosas que representan los episodios mayores de inestabilidad en el borde de la plataforma. COOK et al. (1972), basándose en gran parte de los depósitos descritos en la literatura proponen un modelo para las facies generadas por plataformas poco abruptas (fig. III.15) al cual responden

gran parte de los prismas de derrubios carbonatados (wedges and aprons) que se encuentran en la base de los taludes de Bahamas (COOK y MULLINS, 1983; MULLINS et al., 1984).

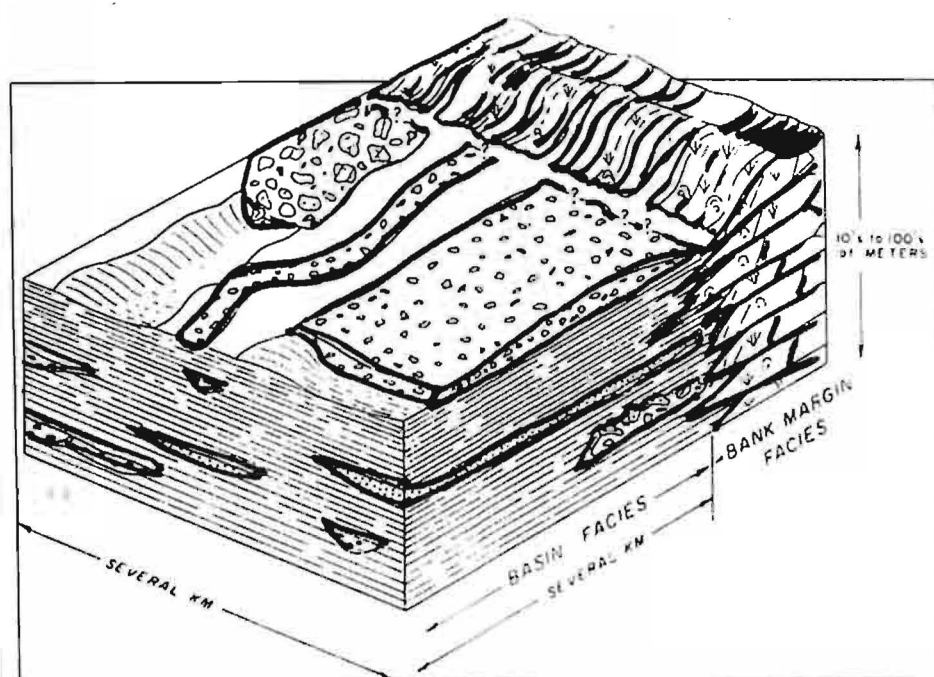


Fig. III.15 Modelo de facies de abanico submarino generado por una plataforma poco abrupta. Según COOK et al. (1982).

Según esta propuesta el talud y la cuenca de resedimentación carbonatada contiene importantes cantidades de dos tipos de sedimentos: Por un lado turbiditas calcareníticas, en capas delgadas y con continuidad apreciable y por otro potentes coladas fangosas con bloques que alcanzan áreas muy lejanas (hasta 100 km del pie del talud) y que se extienden por centenares de kilómetros cuadrados en un solo episodio (COOK y MULLINS, 1983).

Es importante señalar que estos depósitos no pueden ser atribuidos a un abanico submarino ya que carecen de la ciclicidad de éste, condición imprescindible para asegurar que un conjunto de procesos se repite en el tiempo y en el espacio de forma organizada.

KRAUSE y OLDERSHAW (1979) proponen un modelo sedimentario basado en la evolución de las breccia beds (ver supra) (fig. III.6 y 16). Su interés reside no tanto en su aplicabilidad general como en señalar la presencia de brechas y conglomerados con granoclasificación inversa en áreas relativamente distales. Este modelo cuestionaría la utilización lineal del modelo siliciclástico de WALKER (1975 y 1978) para los depósitos carbonatados.

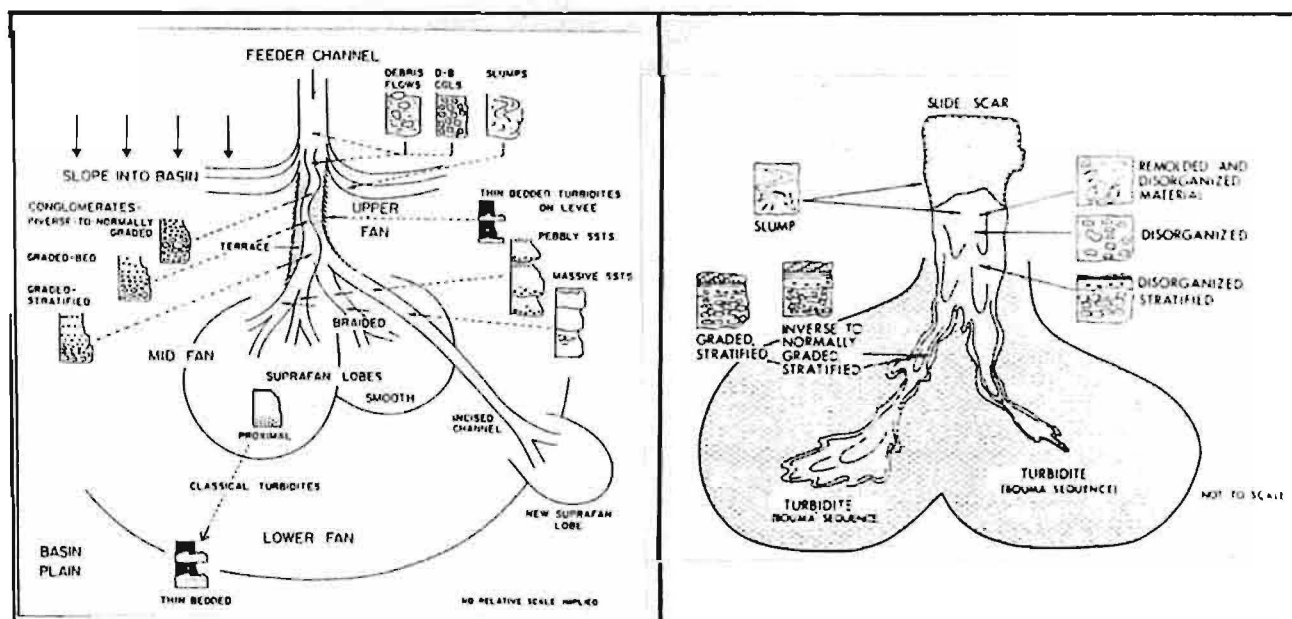


Fig. III.16 Modelo ambiental de abanico submarino. A: siliciclástico, según WALKER (1975); B: evolutivo de las capas de brechas, según KRAUSE y OLDERSHAW (1979).

Finalmente hemos de señalar la existencia de un modelo que recoge de forma sintética algunos de los aspectos de la resedimentación de carbonatos y que refleja su falta de organización; es el formulado por COOK y TAYLOR (1977) en el Paleozoico inferior del W de Estados Unidos (fig.

III.17) y ha de considerarse más como un ejemplo ilustrativo que como un modelo estricto.

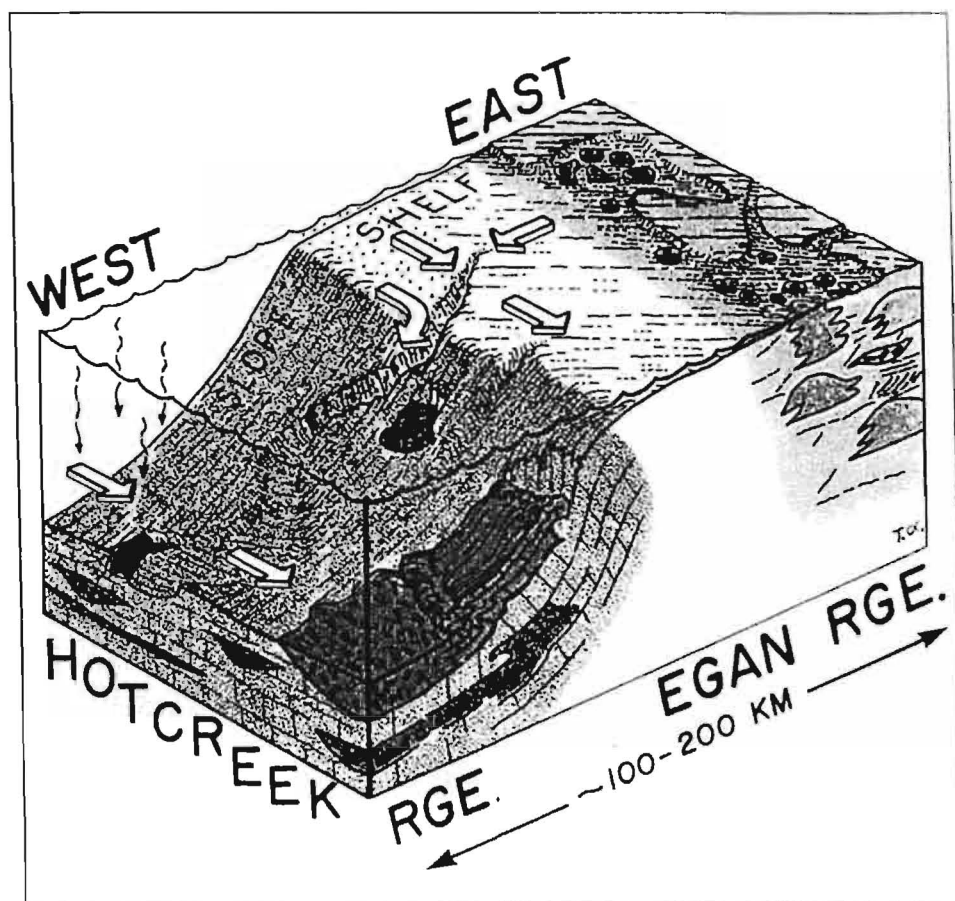


Fig. III.17 Modelo deposicional del margen continental del Oeste de EE.UU. durante el Paleozoico inferior. Obsérvese la generación de conglomerados por flujos en masa y de brechas a partir de deslizamientos submarinos en un talud carbonatado. Según COOK y TAYLOR (1977).

III.2 FORMACION TURBIDITICA DE BANYALBUFAR: PROPUESTA DE DEFINICION.

Se propone la definición de la Unidad litoestratigráfica Formación Turbidítica de Banyalbufar según los siguientes criterios:

NOMBRE

Formación Turbidítica de Banyalbufar.

LOCALIDAD TIPO

Port d'Es Canonge-Banyalbufar: Acantilados costeros entre ambas localidades. Sector Centro-Occidental de la Serra de Tramuntana de Mallorca, Islas Baleares (fig. III.18).

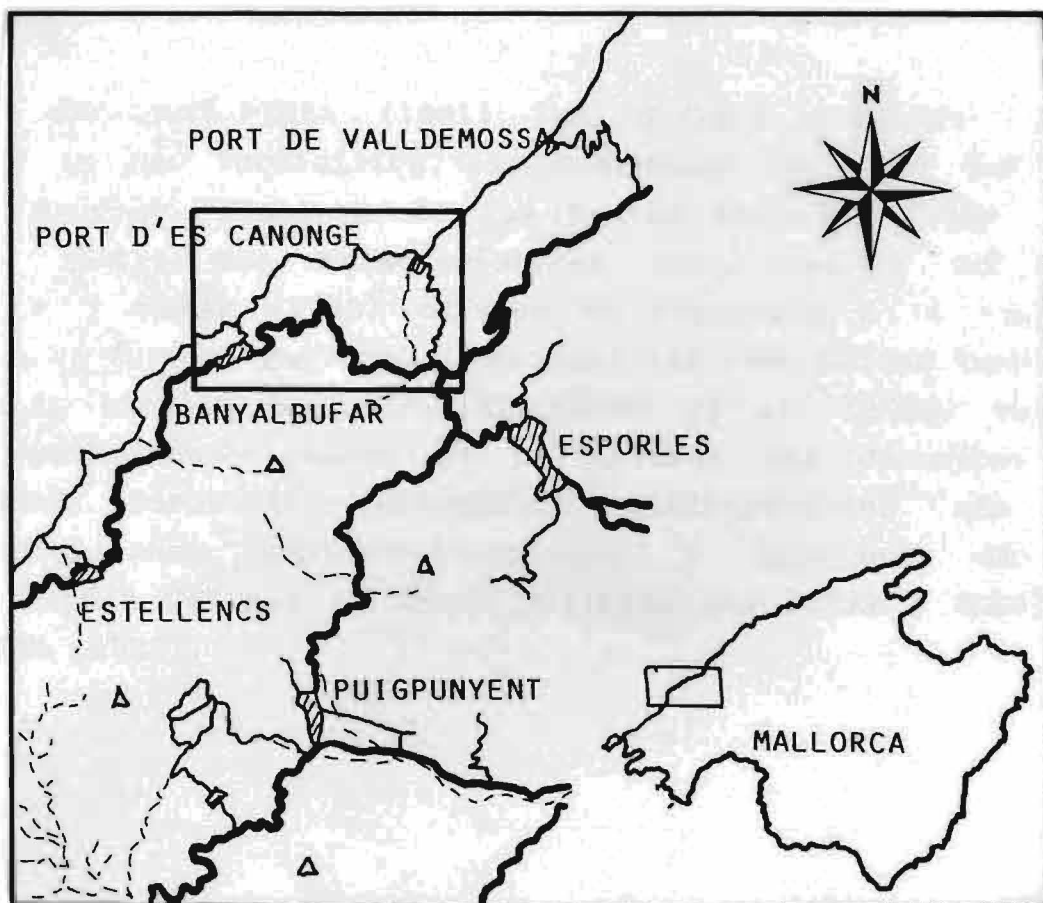


Fig. III.18 Situación del estratotipo de la Formación Turbidítica de Banyalbufar

CLASE Y RANGO DE LA UNIDAD

Los depósitos de esta unidad han venido considerándose informalmente como unidad desde 1981 bajo diversas denominaciones. Se cree necesario por tanto asignarles una denominación formal, no existente en la actualidad.

ANTECEDENTES HISTORICOS

Hasta 1981 no existe un nombre genérico, ni aun informal, para estos depósitos. FALLOT (1922) y COLOM (1946) los designan como los sedimentos marinos miocenos, asignándolos el primer autor a las facies septentrionales o Neógeno septentrional.

El primer autor en designarlas como una unidad es CUEVAS (1958a y b) quien las distingue en su cartografía de los conglomerados de la base de la transgresión burdigaliense.

RODRIGUEZ-PEREA (1981) las designa por vez primera como Unidad Turbidítica, definiéndolas como una secuencia deposicional distinta de las facies basales. POMAR (1979-81) recoge sus características esenciales y RODRIGUEZ-PEREA y POMAR (1983) definen su presencia a lo largo de toda la Isla de Mallorca denominándolas como Unidad Turbidítica de Banyalbufar. GONZALEZ-DONOSO et al. (1982) estudian su microfauna. ALVARO et al. (1984) las denominan como Unidad Turbidítica-Carbonática atribuyéndoles una edad Burdigaliense superior-Langhiense y agrupando en ella la Unidad Calizas de Randa definida por POMAR y RODRIGUEZ-PEREA (1983).

ESTRATOTIPO

Se propone como Holoestratotipo de la Formación Turbidítica de Banyalbufar la sección estratigráfica que aflora en las proximidades de Es Port d'Es Canonge (localidad tipo) entre las coordenadas siguientes:

	U.T.M.		
	X	Y	Z
Pta.Bec de S'Aguila	462'10	4394'80	00
Es Peix Menut	461'8	4394'60	110

La descripción de esta sección se realiza en el apartado III.3 Serie de Es Port d'Es Canonge (TB-11), en RODRIGUEZ-PEREA (1981) (Serie de Es Peix Menut) y en RODRIGUEZ-PEREA y POMAR (1983a y b) donde se recoge además en forma de itinerario geológico el estratotipo propuesto.

RELACIONES DEL ESTRATOTIPO CON OTRAS UNIDADES ESTRATIGRAFICAS.

El estratotipo propuesto se sitúa discordante y erosivo sobre la unidad propuesta como Formación Calcarenítica de Sant Elm, aunque cuando ésta no se encuentra presente se sitúa discordantemente sobre el Mesozoico deformado. Su techo se encuentra cabalgado por el Mesozoico de la Serie II de FALLOT (1922) o bien se halla erosionado por depósitos continentales probablemente pliocenos (Unidad de Brechas de S'Arbassar).

DESCRIPCION DE LA UNIDAD EN LA LOCALIDAD TIPO

La Formación Turbidítica de Banyalbufar está formada en la localidad tipo por depósitos lutíticos, calcareníticos y conglomerados (cantos y bloques). La organización vertical

y horizontal responde al carácter turbidítico que presentan sus sedimentos. En la base alternan depósitos gruesos y finos en secuencias granodecrecientes y estratodecrecientes mal definidas que dan paso en la parte media a secuencias calcarenítico-lutíticas, no muy desarrolladas y estratocrecientes. La parte superior de la Unidad se organiza en alteraciones centimétricas de calcarenitas finas, lutitas margosas y silexitas, haciéndose las lutitas progresivamente predominantes en la serie, en la que se intercalan esporádicos paquetes calcareníticos de gran potencia (megaturbiditas o CEPs). El tránsito entre el tramo inferior, de geometrías canalizadas y el tramo medio calcarenítico-lutítico viene marcado por el emplazamiento de un tramo olistostrómico formado por cantos y bloques mesozoicos, fragmentos de capas miocenas y de Corales pertenecientes tanto a la Formación Calcarenítica de Sant Elm como a la misma Formación Turbidítica de Banyalbufar embebidos en una matriz margosa abundante. Igual sucede en el tránsito entre los sedimentos no canalizados calcarenítico-lutíticos del tramo medio y los lutíticos del tramo superior, sólo que en este caso la potencia del nivel olistostrómico es decamétrica y está formado mayoritariamente por depósitos calcisiltíticos con grandes fragmentos, también lutíticos, arrancados de la misma Formación. En la parte alta de la secuencia, aparte de los paquetes calcareníticos, se intercala una potente masa de brechas calcáreas y dolomíticas que RODRIGUEZ-PEREA (1981) y RODRIGUEZ-PEREA y POMAR (1983a y b) definen como Subunidad Gravitacional e interpretan como un olistostroma precursor en el sentido de ELTER y TREVISAN (1973).

Bioestratigráficamente el estratotipo propuesto puede caracterizarse con dificultad: COLOM (1926 a 1956) atribuye estos depósitos al Burdigaliense (s.l.) y reconoce que sus niveles superiores equivalen cronoestratigráficamente al Langhiense italiano. BIZON et al. (1973) consideran que los depósitos de Es Port d'Es Canonge presentan una edad entre Burdigaliense inferior los tramos inferiores, y Langhiense inferior los superiores. MAGNE (com.pers.)

los atribuye al Langhiense inferior (biozona de Globigerinoides sicarius). ALVARO et al. (1984) datan la Unidad Turbidítica como Burdigaliense superior a Langhiense medio (parte superior de la zona N.8 y base de la zona N.9 de BLOW, 1969). Finalmente, GONZALEZ DONOSO et al. (1982) señalan la presencia de fauna resedimentada desde los niveles inferiores, y les atribuyen una edad Langhiense basal.

Los depósitos del estratotipo propuesto para la Formación Turbidítica de Banyalbufar se sitúan rellenando la fosa generada por la fractura de Es Port d'Es Canonge y se encuentran cabalgados por los depósitos mesozoicos de la Segunda Serie tectónica de FALLOT (1922).

La disposición estructural corresponde a una discordancia angular progresiva sobre el borde E del mencionado accidente y refleja su juego sinsedimentario. El emplazamiento de los mantos de corrimiento produce una verticalización de la fractura y provoca la aparición de superficies de esquistosidad en los depósitos miocenos, congruentes con un empuje de dirección ESE-WNW.

Sedimentológicamente constituyen una secuencia retrogradacional turbidítica en la que el desarrollo de un abanico submarino de pequeñas dimensiones se ve frenado por la evolución transgresiva del mar mioceno. Los depósitos inferiores corresponden a áreas de abanico interno, canalizadas, en las que se repiten en el tiempo la sedimentación de flujos densos (debris flows y corrientes de turbidez de alta densidad) junto a depósitos de intercanal. El tramo medio del estratotipo, constituido por depósitos calcareníticos no erosivos, se interpreta como el producto de la sedimentación de flujos más o menos densos pero ya evolucionados sin capacidad erosiva y con probables morfologías positivas (lóbulos). El tramo superior, predominantemente lutítico, con importante proporción de sedimentos hemipelágicos y buena continuidad lateral de las capas se interpreta como depósitos de fondo llano (basin plain).

ASPECTOS REGIONALES

Los sedimentos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar afloran a lo largo de toda la Serra Nörd de Mallorca. Se extienden también al resto de la Isla y se han reconocido como tales en Ibiza. El estratotipo propuesto recoge las características principales de estos depósitos. Al SW de la Serra se observan facies de talud inferior con hemipelágicos e intercalaciones de depósitos caóticos (slumps) (Sant Elm-Ferrà), facies de abanico interno, canalizadas (Cala d'Egos, Sa Coma Calenta) y facies de fondo llano con megaturbiditas (Andraitx); en la zona central de la Serra se repiten estas asociaciones de facies, mientras que en la zona NE predominan los sedimentos de fondo llano (basin plain).

En el centro de la Isla en Randa puede observarse el tránsito de los niveles de la Formación propuesta a sedimentos de plataforma-rampa (Unidad Calcarenítica de Randa de POMAR y RODRIGUEZ-PEREA, 1983). En Sineu los depósitos atribuibles a esta Formación presentan abundantes tramos margosos e igual ocurre en las Sierras de Levante.

CORRELACION CON OTRAS UNIDADES

Las secuencias marinas transgresivas de edad Burdigalien-se-Langhiense son frecuentes en el Mediterráneo Occidental y señalan la importancia regional del episodio transgresivo. En este sentido es sugerente identificar la Formación Turbidítica de Banyalbufar como la respuesta sedimentaria al ciclo transgresivo TM 1.2 y quizás TM 2.1 de VALL et al. (1977).

En el área peribalear la Formación Turbidítica de Banyalbufar presenta depósitos equivalentes en Ibiza (POMAR et al., en preparación), mientras que Menorca puede correla-

cionarse, con la Unidad Detrítica definida por OBRADOR et al. (1983a y b). En la costa catalana es equivalente en parte de las Calcáreas del Penedés de PERMANYER (1983) y a la Secuencia 2 Unidad Inferior de BARNOLES et al. (1983).

En la Plataforma Valenciana equivale a la UTS Ne-2 Grupo de San CARLOS-Salou de SOLER et al. (1983). En el Prebético interno occidental se correlaciona con los packstones de Globigerínidos descritos por CALVO-SORANDO et al. (1982) en la región de Pinoso-Elda. En la zona Subbética Central RODRIGUEZ FERNANDEZ (1982) definen un episodio transgresivo de edad Burdigaliense superior-Langhienense con conglomerados de base en las proximidades de las áreas emergidas y con depósitos pelágicos (facies albarizas) entre los que se intercalan depósitos olistostrómicos, en las zonas distales. Este episodio transgresivo se presenta como equivalente del que define la Formación Turbidítica de Banyalbufar que se correlaciona, también, con la UTS Ne-2 Burdigaliense 2-Langhiense de MEJIAS et al. (1983).

EDAD GEOLOGICA

Como ya se ha señalado en la caracterización bioestratigráfica, GONZALEZ DONOSO et al. (1982) señalan la presencia en los depósitos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar de microfauna resedimentada. Los ejemplares son escasos y mal conservados y aunque su conjunto no define una edad muy precisa, la presencia de algunos ejemplares de Globigerinoides sicarius DE STEFANI, Praeorbulina y Globorotalia archaemenardi BOLLI incluso en los niveles más inferiores, junto a la ausencia de Orbulina, permite atribuir la Formación al Langhiense basal.

NOMBRE	FORMACION TURBIDITICA DE BANYALBUFAR			
DENOMINACIONES INFORMALES	"FACIES SEPTENTR. O NEOGENO SEPT." FALLOT (1922)	"UNIDAD TURBIDITICA" RGUEZ-PEREA (1981)	UNIDAD TURBIDITICA BANYALBUFAR RGUEZ-PEREA Y POMAR (1983)	"UNIDAD TURBIDITICA-CARBONÁTICA" (EN PARTE) ALVARO ET AL. (1984)
ESTRATOTIPO	:	LOCALIDAD TIPO	:	BANYALBUFAR - PORT D'ES CANONGE SERIE TB-11
FACIES	SECUENCIA TURBIDITICA RETROGRADACIONAL CONGLOMERADOS, BRECHAS, CALCARENITAS, CALCILUTITAS Y SILEXITAS			
	ABANICO INTERNO TALUD INFERIOR	ABANICO EXTERNO "BASIN PLAIN" PROXIMAL	"BASIN PLAIN" DISTAL	
UNIDADES EQUIVALENTES	MENORCA UNIDAD DETRITICA OBRADOR ET AL. (1983) IBIZA "UNIDAD TURBIDITICA" POMAR (INED).	COSTA CATALANA "CALCARIES DEL PENEDES" PERMANYER (1983) "SECUENCIA 2.U.I." BARNOLAS ET AL. (1983)	PLATAFORMA VALENCIANA UTS NE-2 SOLER ET AL. (1983)	BETICAS CICLO 2º UNIDAD II RGUEZ-FDEZ (1982) UTS NE-2 MEGIAS ET AL. (1983)

Fig. III.19 Principales características de la propuesta de definición de la Formación Turbidítica de Banyalbufar.

III.3 DESCRIPCION E INTERPRETACION DE LAS SERIES.

En este apartado se describen las diversas series estudiadas y se interpretan sus depósitos. Se ordenan de SW a NE por razones sedimentológicas, ya que las paleocorrientes medidas indican aportes entre el S y el SW.

Las descripciones de facies y sus asociaciones de cada serie se apoyan gráficamente sobre una serie sintética en la que se han representado sus caracteres sedimentarios más significativos. Las columnas estratigráficas detalladas se presentan en el Apéndice II de esta Memoria.

Los antecedentes y la disposición estructural de los depósitos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar vienen referidos a los antecedentes y estructura que se han descrito en el apartado II.3 para las facies de la Formación Calcarenítica de Sant Elm. En las descripciones que siguen sólo se añaden aquellos datos no explicitados en la descripción de los correspondientes afloramientos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm.

SERIE DE SANT ELM - FERRÀ (TB1)

Situación:

La Serie de Sant Elm-Ferrà-TB1 se ha levantado en los afloramientos costeros del NNW de Sant Elm. Desde la Cala Blanca hasta Sa Punta Blanca-Ferrà y desde este punto hasta Sa Punta Negra (fig. II.16 y III.19).

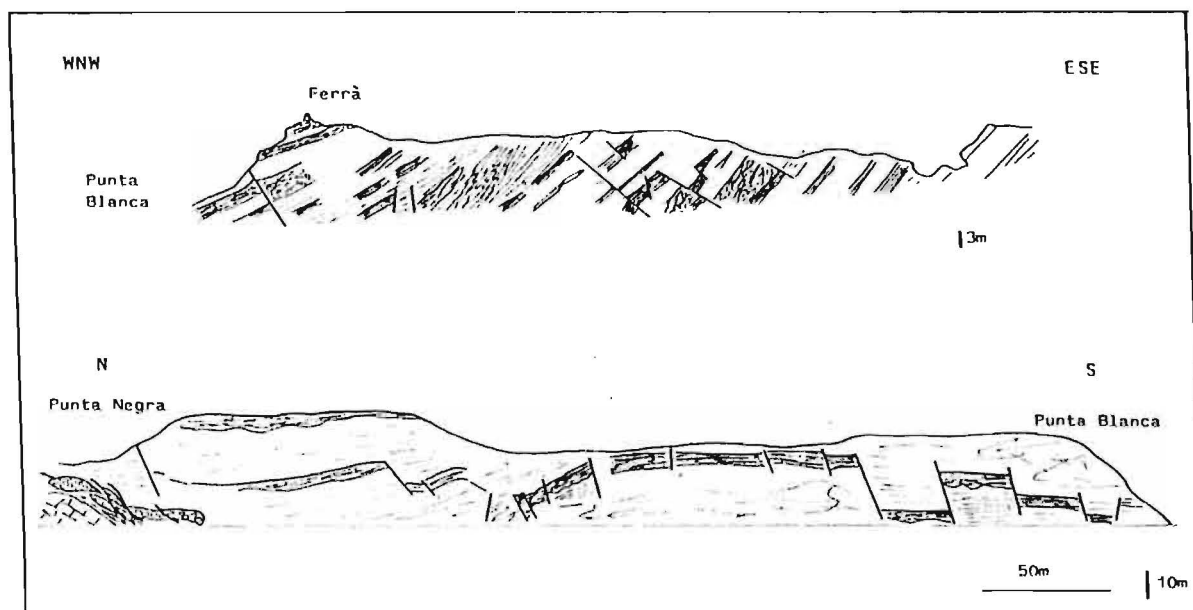


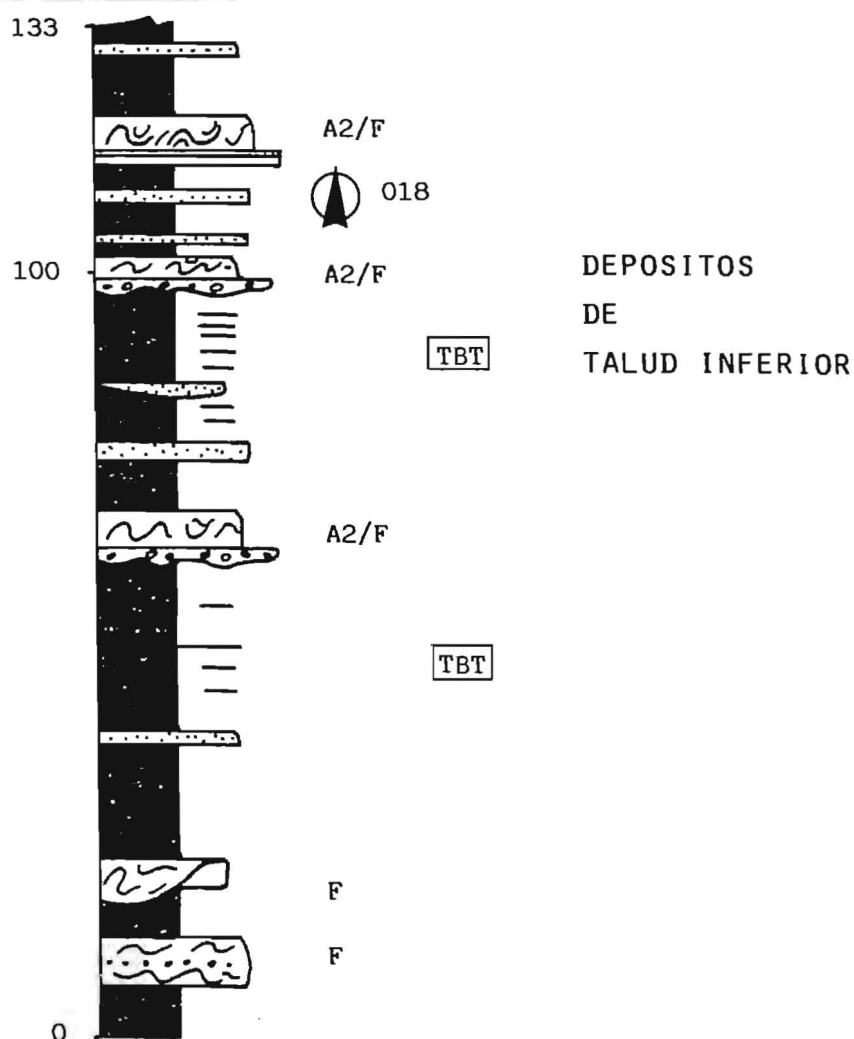
Fig. III.19 Afloramientos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar en Sant Elm-Ferrà.

Antecedentes:

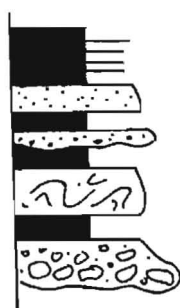
Véanse los citados en la descripción de los Afloramientos en el apartado II.3.

Descripción:

El perfil estratigráfico realizado muestra la presencia de tres asociaciones de facies: lutitas y calcarenitas, conglomerados y lutitas con estructura caótica, y calcarenitas (fig. III.20).



LEYENDA



Calcilutitas
Calcilu. y Calcarenitas
Calcarenitas masivas
Conglomerados
Tramo caótico
Bloques, brechas y conglomerados



018 Paleocorrientes de 0 a 360°

A-B-C- Tipos de facies de MUTTI

D-E-F- y RICCI LUCCHI (1972)

G

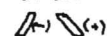
TBT "Thin bedded turbidites"

CEP Capas de excepcional potencia



Silicifitas

S/Sh Indice arena/arcilla



Secuencias

sss Bioturbación

Fig. III.20

La asociación de lutitas y calcarenitas es la volumétricamente más importante, se encuentra a lo largo de toda la serie y está formada predominantemente por depósitos finos hemipelágicos y T.B.T. (thin bedded turbidites). Los primeros presentan abundantes tramos silícicos, especialmente hacia la mitad de la serie y se disponen en capas planoparalelas muy continuas y de potencias centi- y milimétricas. Las TBT están formadas por capas centimétricas de calcarenitas de tamaño arena fina y muy fina con laminación paralela. Son atribuibles a facies D2 y D3 de MUTTI y RICCI LUCCHI (1972).

La asociación de conglomerados y lutitas con estructura caótica se distribuye irregularmente a lo largo de toda la serie. Se trata de niveles métricos (entre 3 y 9 m) formados predominantemente por lutitas con estructura caótica que contienen fragmentos de capas, bloques, cantos y localmente arenas. En su base se sitúa, aunque no siempre, un nivel basal de conglomerados que puede alcanzar potencia métrica. El contacto basal es poco erosivo y el tránsito entre el intervalo conglomerático y el nivel caótico es generalmente neto aunque en un caso es gradual. A su techo pueden encontrarse o no tramos margosos de orden métrico. Se atribuyen a facies F de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1972).

La asociación de calcarenitas se presenta también distribuida a lo largo de toda la serie. Es volumétricamente la menos importante y está formada por niveles decimétricos y métricos de calcarenitas medias a finas, poco o nada gradadas, con load cast en la base y laminación paralela como estructura predominante, pueden tener algún intervalo superior con laminación convoluted. Su base es plana y su techo neto aunque a veces grada a un intervalo margoso. Su geometría es de planoparalela a lenticular y puede atribuirse a facies tipo B1.

Procesos:

Las características enumeradas permiten deducir los procesos que dan lugar a las tres asociaciones de facies:

La asociación de lutitas y calcarenitas está generada por deposición hemipelágica de partículas en suspensión y por corrientes de turbidez diluídas y probablemente no muy extensas. La asociación de conglomerados y lutitas con estructura caótica, en cambio, viene producida por procesos de deslizamiento gravitacional, sin poderse precisar su carácter translacional o rotacional, a estos procesos se suma la diferenciación de los fragmentos más densos que se sitúan en la base del flujo. En algún caso a techo se observan depósitos atribuibles a corrientes de turbidez generadas probablemente en el proceso de transporte por la turbulencia del fluido que rodea la corriente. Los sedimentos de la asociación calcarenítica han de estar generados por corrientes de media a alta densidad, tal vez modified grain flows de LOWE (1976b).

Interpretación:

La falta de organización secuencial y la intercalación de facies D y G con depósitos caóticos F permite atribuir esta secuencia a depósitos típicos del talud inferior, donde coexiste la sedimentación hemipelágica de corrientes diluidas con procesos de slumping poco o nada diferenciados.

SERIES DE CALA D'EGOS, I y II (TB2 y TB3)

Situación:

Los depósitos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar afloran ampliamente en el área de Cala d'Egos (fig. II.10). Las columnas estratigráficas se sitúan en la costa, a ambos lados de la Cala. La serie TB2 se inicia sobre depósitos jurásicos en la vertiente NW y discurre a través de la Cala y de la vertiente E. Se sitúa a lo largo del flanco normal del sinclinal tumbado de Cala d'Egos (ver estructura de Cala d'Egos en el apartado II.3). La serie TB3 se sitúa en el flanco invertido y cabalgado de dicho sinclinal, siendo su observación difícil dada la inaccesibilidad del afloramiento.

Antecedentes:

Aparte de los señalados en el apartado II.3, DEL OLMO et al. (en prensa) reconocen 290 m de areniscas bien estratificadas con intercalaciones de margas, y niveles conglomeráticos a techo de la formación. En el tercio inferior describen sendos niveles de megabrechas. Les atribuyen una edad Burdigaliense y Langhiense en la parte superior.

Descripción:

La Serie de Cala d'Egos-I (TB2) presenta dos asociaciones de facies: conglomerados y calcarenitas y calcarenitas y lutitas (fig. III.21).

La asociación de conglomerados y calcarenitas está formada por brechas y conglomerados de bloques y cantos poco organizados, heterométricos en la base de la secuencia y homométricos en la parte alta de la serie, localmente

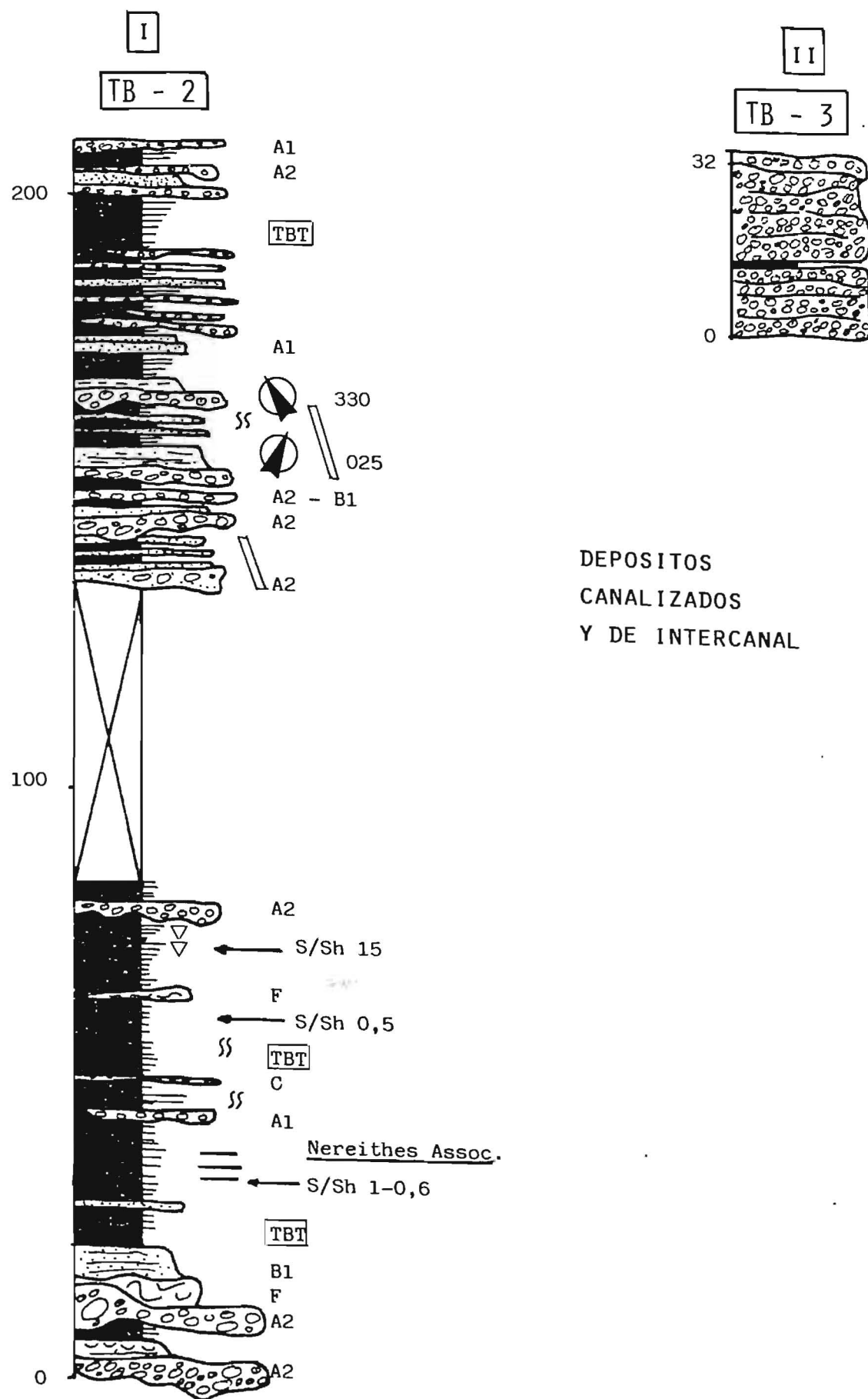


Fig. III.21

se superponen calcarenitas con laminación paralela y poco gradadas. Las potencias son de orden métrico y decamétrico apreciándose una evolución vertical hacia una menor potencia, una mayor homometría y un menor tamaño de los cantos. Pueden atribuirse a facies A2, A1 y B1 de MUTTI y RICCI LUCCHI (1972).

La asociación de calcarenitas y lutitas está formada por capas centimétricas de calcarenitas de tamaño arena fina y media y niveles también centimétricos de lutitas. Presentan estructura interna masiva o con laminación paralela. Esporádicamente presentan niveles de potencia decimétrica con granoclasificación. Pueden atribuirse a facies C y D de MUTTI y RICCI LUCCHI (1972). La bioturbación, sobre todo horizontal, es abundante; se observan varios tipos de icnitas, algunas asimilables a Taphrhelminthopsis.

La relación arena/arcilla varía para la asociación de calcarenitas y lutitas entre 0'3 y 15, y se observan algunos ciclos negativos.

En la base de esta serie se observan dos megaturbiditas; la inferior, de cuatro metros de potencia, presenta una secuencia de conglomerados y bloques erosivos, desorganizados con matriz calcarenítica a la que bruscamente se superponen niveles calcareníticos de tamaño arena gruesa y media con laminación paralela y recurrencias granulométricas y un potente tramo calcarenítico con estructuras convoluted y flame. La segunda megaturbidita, que alcanza más de 14 m de potencia, presenta un nivel basal de cantos y bloques (alguno de hasta 2 m de diámetro) que lateralmente soporta un tramo lutítico caótico con fragmentos de capas. Sobre este nivel basal se sitúan cinco metros de calcarenitas granoclasificadas con laminación paralela y dos metros de lutitas.

Estos depósitos son lateralmente discontinuos, aunque es difícil cuantificar dicha discontinuidad dado el grado de fracturación que presenta el afloramiento. No obstante, al NW de Cala d'Egos puede observarse un contacto sedimentario discordante entre los depósitos turbidíticos y el Jurásico, de tal forma que si se restablece la horizontalidad de las capas miocenas el contacto con el Mesozoico es muy vertical. Las capas miocenas chocan entonces con un paleorre-lieve abrupto.

La serie Cala d'Egos-II (TB3) presenta tan sólo facies de brechas y conglomerados entre los que se intercala un pequeño nivel margoso. La poca accesibilidad del afloramiento no permite un mayor detalle en su observación. Sólo se puede afirmar de las capas que son de orden métrico y presentan geometrías lenticulares de cierta continuidad (fig III.21).

Procesos:

Las características de la asociación de conglomerados y calcarenitas permiten atribuirle una génesis por corrientes de turbidez de alta densidad y/o coladas fangosas. En algún caso, como en la megaturbidita del tramo inferior, se superpone al flujo de densidad elevada que ha transportado el intervalo conglomerático un deslizamiento gravitacional en masa y la corriente de turbidez que con el mismo se genera.

La asociación de calcarenitas y lutitas está generada por corrientes de turbidez de pequeño volumen y cierta densidad. No se observan estructuras tractivas.

Interpretación:

El conjunto de depósitos descritos se interpreta como depósitos canalizados de la zona interna de un sistema deposicional turbidítico poco organizado.

En la base de la secuencia se encuentran los depósitos más proximales con los canales más profundos mientras que a techo los cauces son menos profundos y más anchos. Los depósitos de la asociación de calcarenitas y lutitas han de situarse en áreas de intercanal y son el producto de corrientes menores o del rebose del flujo confinado en el canal. El contacto subvertical con el Jurásico puede deberse a que los depósitos miocenos son capaces de excavar profundamente el basamento mesozoico sobre el que se asientan o bien que se canalizan a través de una fractura o relieve preexistente.

La serie TB3 representa áreas probablemente también canalizadas, equivalentes laterales del tramo superior de la TB2 y en donde la mayor actividad de los cauces produce su amalgamamiento. Las icnitas atribuidas a Thaprhelminthopsis corresponden, según CRIMES (1975) a la parte inferior de la zona batial (asociación de Nereides), con profundidades entre 1000 y 2000 m.

SERIE DE CA'N TALER (TB-4) Y AFLORAMIENTOS DE ES PORT D'ANDRAITX.

Situación:

El perfil estratigráfico TB-4 se ha levantado en el Torrente de Ca'n Taler, junto al vertedero de escombros de S'Arracó-Port d'Andraitx, al S de Ca'n Jaumoni (fig. II.10).

Los afloramientos de Es Port d'Andraitx se encuentran en el S y SE del Puig de Ca'n Borràs, en donde las lutitas que los forman han sido explotadas para la fabricación de cemento.

Antecedentes:

Los depósitos de la serie de Ca'n Taler, corresponden o son equivalentes de los descritos por MATAILLET y PECHOUX en Son Pericasses. Dichos autores los atribuyen a la biozona N8 de BLOW.

Descripción:

La secuencia medida (TB-4) alcanza tan sólo 39 m de potencia, y registra sedimentos hemipelágicos (facies G), TBT y algunos niveles conglomeráticos o calcareníticos de facies A. No se observan tramos slumpizados y las capas muestran considerable continuidad lateral (fig. III.22).

En los afloramientos del Port d'Andraitx pueden observarse TBT junto a Capas de Excepcional Potencia (CEP) (fig. III.23). Las primeras presentan estructura interna masiva y en menor medida laminación paralela. Sus potencias son centimétricas y decimétricas, la relación arena/arcilla se sitúa alrededor de 1 y sus geometrías son planoparalelas

y muy continuas. Las Capas de Excepcional Potencia (CEP) pueden observarse en detalle gracias a los cortes producidos para la explotación de las lutitas. Están formadas por un tramo gradado calcarenítico con laminación paralela difusa sobre el que se deposita otro tramo margoso masivo. La potencia total oscila entre 3 y 8 m y la granulometría disminuye gradualmente de arena muy gruesa a limo.

TB-4 TORRENT DE CAN TALER

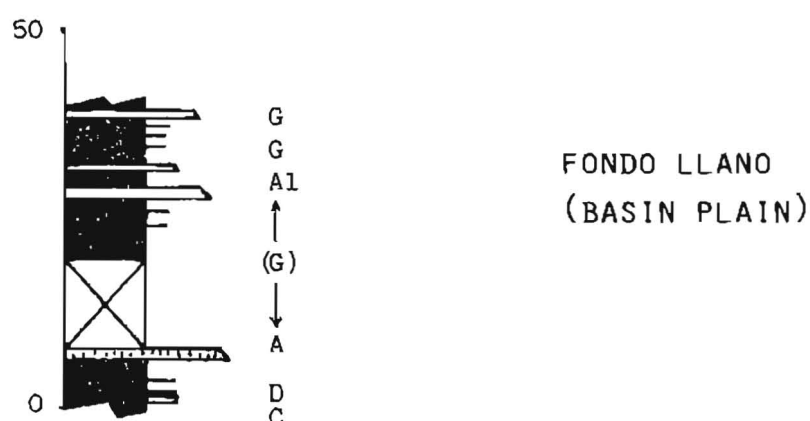


Fig. III.22

Procesos:

Todos los depósitos descritos corresponden a corrientes de turbidez diluidas y en menor medida a sedimentación hemipelágica, excepto las megaturbiditas o CEP, que representan corrientes de volumen excepcional y de mayor densidad.

Interpretación:

Los depósitos descritos corresponden a ambientes no canalizados probablemente de llanura abisal o fondo plano donde la sedimentación normal (TBT y hemipelágicos)

se ve alterada por procesos esporádicos de gran volumen que reflejan inestabilidades en el talud más o menos próximo.

A pesar de la proximidad geográfica es difícil correlacionar estos sedimentos con los descritos en Cala d'Egos. Probablemente los aquí descritos corresponden a tramos más altos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar, cuya base no es visible en este área. No obstante la tectónica que afecta a los afloramientos y el posible relieve deposicional enmascaran una correlación precisa.

SERIE DE ES RATJOLI (TB-5)

Situación:

La serie de Es Ratjoli se ha levantado en los depósitos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar del área de Es Ratjoli (fig. II.27).

Antecedentes:

Ver capítulo II.3: Afloramientos de Es Ratjoli para los antecedentes generales de este área.

Descripción:

Los depósitos turbidíticos de Es Ratjoli están formados por TBT (thin bedded turbidites) y margas masivas (fig. III.24). En la base de la secuencia se intercala una Capa de Excepcional Potencia (CEP) y en el techo sendos episodios de conglomerados y calcarenitas.

Los sedimentos de TBT se presentan en capas centi- y decimétricas de calcarenitas y margas con estructura interna masiva o laminación paralela, y localmente con laminación convoluted. Los tramos con laminación paralela presentan abundantes restos carbonosos alineados paralelamente a las láminas. Sus geometrías son planoparalelas, de gran continuidad lateral y no se observan tramos slumpizados. Se atribuyen a facies D2 y D3 de MUTTI y RICCI LUCCHI (1972). La CEP de la base de la secuencia está formada por tres metros de calcarenitas con laminación paralela y muy ligera granoclasificación y casi dos metros de margas masivas. Los niveles superiores de calcarenitas con laminación paralela presentan potencias de orden decimétrico, mientras que el nivel conglomerático es poco erosivo y contiene cantos de hasta 30 cm; su potencia es de 60 cm.

TB-5 SERIE DE ES RATJOLI

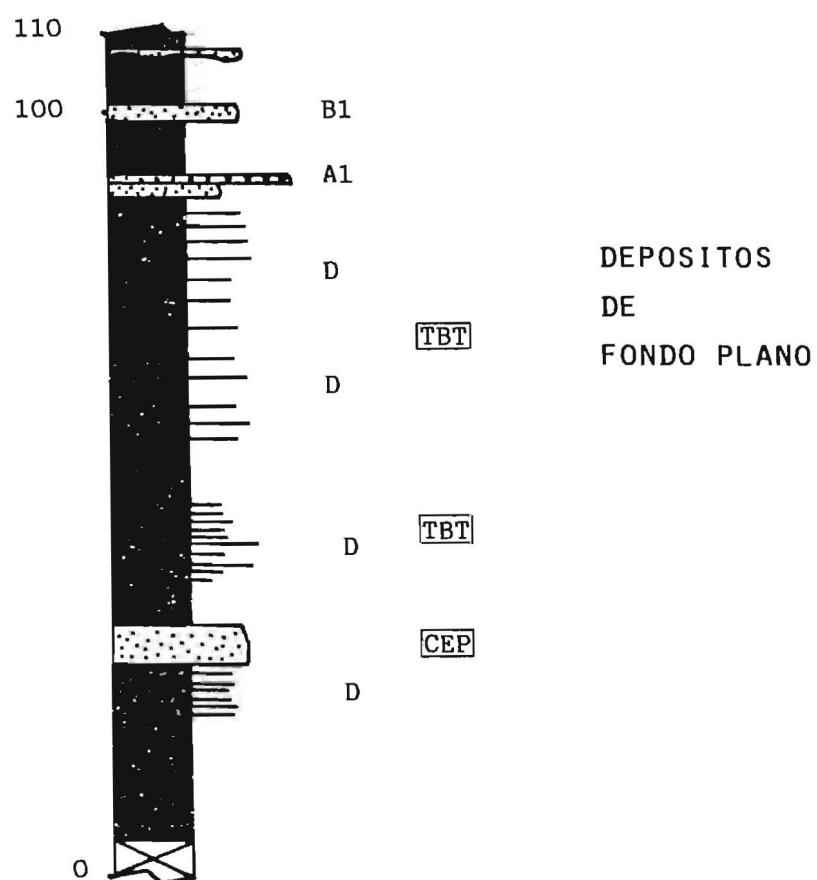


Fig. III.24

Procesos:

En los depósitos descritos podemos distinguir dos tipos de procesos: Las TBT están generadas por flujos turbidíticos diluidos de considerable volumen, mientras que la CEP representa un episodio excepcional que transporta gran cantidad de sedimento áreas extensas, probablemente por flujos granulares modificados (LOWE, 1976b) y/o turbiditas de alta densidad.

Interpretación:

Los sedimentos descritos y los procesos que los generan conforman un ámbito sedimentario congruente con un fondo llano o basin plain.

AFLORAMIENTO DE PUNTA JOVE - SES ORTIGUES.

Los afloramientos de Ses Ortigues se sitúan en ambas vertientes de la Cala de Ses Ortigues (fig. II.30). Su disposición estructural es monoclinal con buzamiento hacia el SE. Sus depósitos han sido descritos por DEL OLMO et al. (en prensa), quienes los consideran formados por margas con intercalaciones de calizas, areniscas calcáreas y silexitas.

Los depósitos de Ses Ortigues presentan una serie predominantemente margosa con intercalaciones silíceas, que alcanza más de 80 m de potencia. En su base (fig. II.30 A) se intercala un paquete de calcarenitas (CEP) de orden métrico, granoclasificado y con laminación paralela, que constituye un evento extraordinario, dentro de un ambiente sedimentario tranquilo en el que predomina la sedimentación por decantación y las corrientes de turbidez de baja densidad.

A techo de la serie se repiten de nuevo los episodios de resedimentación de gran volumen que dan lugar a dos nuevas CEP también de orden métrico.

SERIE DE SA COMA CALENTA (TB-6)

Situación:

La serie TB-6 se ha medido a lo largo de la carretera de Andraitx a Capdellà en las cercanías de Sa Coma Calenta. El tramo inferior aflora en la vertiente E de Sa Coma Calenta y el superior en un camino forestal que abandona la mencionada carretera en el km 3'200 (fig. II.10).

Antecedentes:

Ver capítulo II.3 Afloramientos de S'Alquería-S'Esclop.

Descripción:

La serie de Sa Coma Calenta presenta tres asociaciones de facies: lutitas y calcarenitas, calcarenitas y conglomerados y calcarenitas.

Las facies de lutitas y calcarenitas se sitúan en la parte media-inferior y en la parte superior de la serie TB-6 (fig. III.25) y están formadas por TBT, con laminación paralela o estructura masiva, en capas centi-decimétricas. Pueden atribuirse a facies D2 y D3.

Las facies calcareníticas se sitúan en la parte inferior de la columna y están constituídas por paquetes métricos de capas decimétricas y a veces métricas de calcarenitas tamaño arena fina a media. Presentan base y techo plano, laminación paralela o estructura masiva y normalmente están poco granoclasificadas. Son congruentes con facies D1 y C1 de MUTTI y RICCI LUCCHI (1972).

La asociación de facies de conglomerados y calcarenitas se sitúa en la parte media de la serie (fig. III.25) y

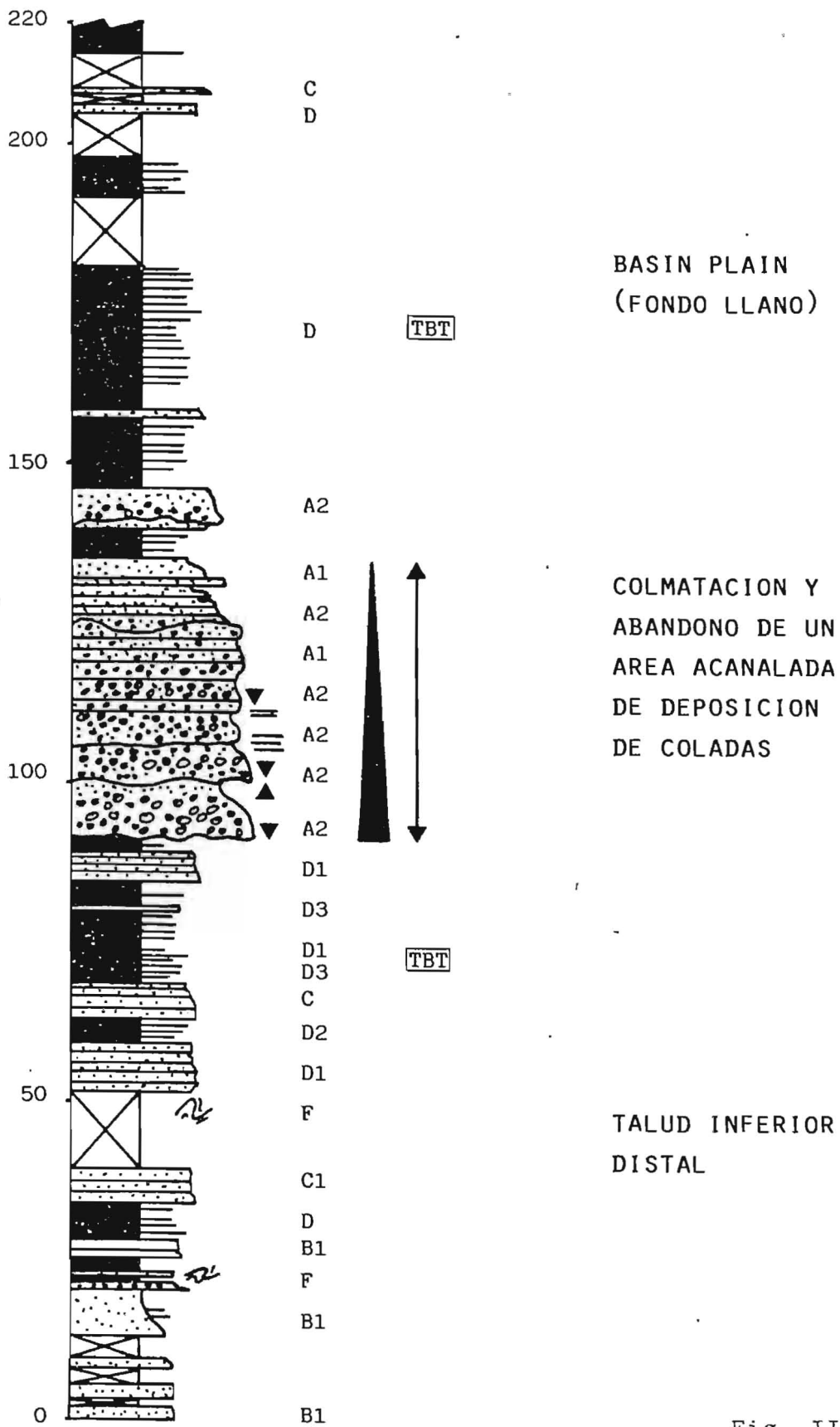


Fig. III.25

está formada por conglomerados subredondeados, que pueden alcanzar tamaño bloque, y calcarenitas. Presentan granoclasificación normal e invertida y tramos masivos. En bastantes casos son matriz soportando, aunque en todos los casos la matriz calcarenítica está presente (fig. III.26). La geometría de las capas no es visible de forma global y

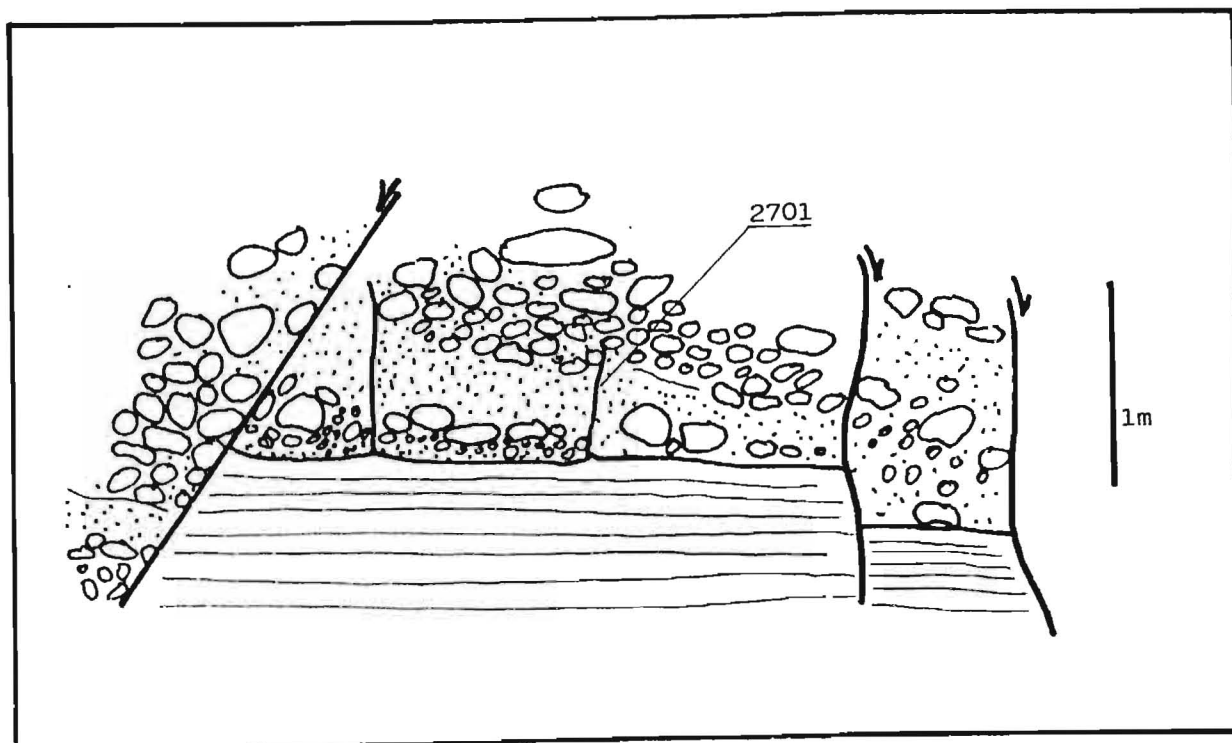


Fig. III.26 Detalle de la textura de los niveles inferiores de las facies de conglomerados y calcarenitas.

no se observan acanaladuras excepto en los tramos superiores, donde son más comunes las calcarenitas y las capas gradadas. Las potencias de capa y las granulometrías son decrecientes hacia el techo del tramo conglomerático.

Interpretación:

El tramo inferior de la secuencia, en el que alternan facies de lutitas y calcarenitas con facies de calcarenitas y en el que se encuentra algún tramo slumpizado ha de interpretarse como una zona más o menos distal del pie del talud en la que se sedimentan flujos más o menos densos

y sin ciclicidad, junto a corrientes diluídas y hemipelágicas.

El tramo medio corresponde a una secuencia de acumulación y abandono de una zona acanalada o de un área de deposición de coladas. No se observa la geometría global del depósito por lo que es difícil precisar una de estas dos interpretaciones. En cartografía (ver II.10) sólo se puede precisar su limitada extensión (500 m) y su forma lenticular. El tramo superior corresponde a depósitos diluídos de fondo llano (basin plain), donde predominan las TBT.

SERIES DE ESTELLENCS (SON FORTUNY) (TB-7)

Los depósitos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar que afloran al N de Estellencs ya han sido descritos y estudiados por RODRIGUEZ-PEREA (1981) (ver Serie de Son Fortuny, pp. 94-97). Se omite por tanto la descripción con detalle de dichos niveles en esta Memoria, remitiéndose al lector al trabajo citado. En este apartado se resumen sus caracteres esenciales con objeto de completar el marco regional de la Formación Turbidítica de Banyalbufar.

Características e interpretación:

Las tres series de Estellencs presentan dos megaturbiditas o CEPs, entre las que se intercalan depósitos finos (TBT).

El nivel inferior está formado por una Capa de Excepcional Potencia (CEP) de más de 26 m de espesor. De SSE a NNW presenta un tramo inferior que evolucionan desde una alternativa de intervalos slumpizados y calcarenitas hasta calcarenitas masivas. El tramo superior está formado por margas masivas y aumenta de potencia en igual dirección a la que se organiza la capa. Todo el conjunto disminuye gradualmente de espesor hacia el NNW.

El tramo superior de la serie presenta una CEP de similar potencia (18 m de calcarenitas y 7 m de margas) que hacia el NNW pierde potencia con cierta rapidez, aunque la correlación en este tramo superior entre las tres series es problemática.

Las únicas estructuras internas observables en estas CEPs corresponden a laminación paralela difusa y granoclasificación no muy acusada.

TB-7 SERIES DE ESTELLENCES

NW - SE

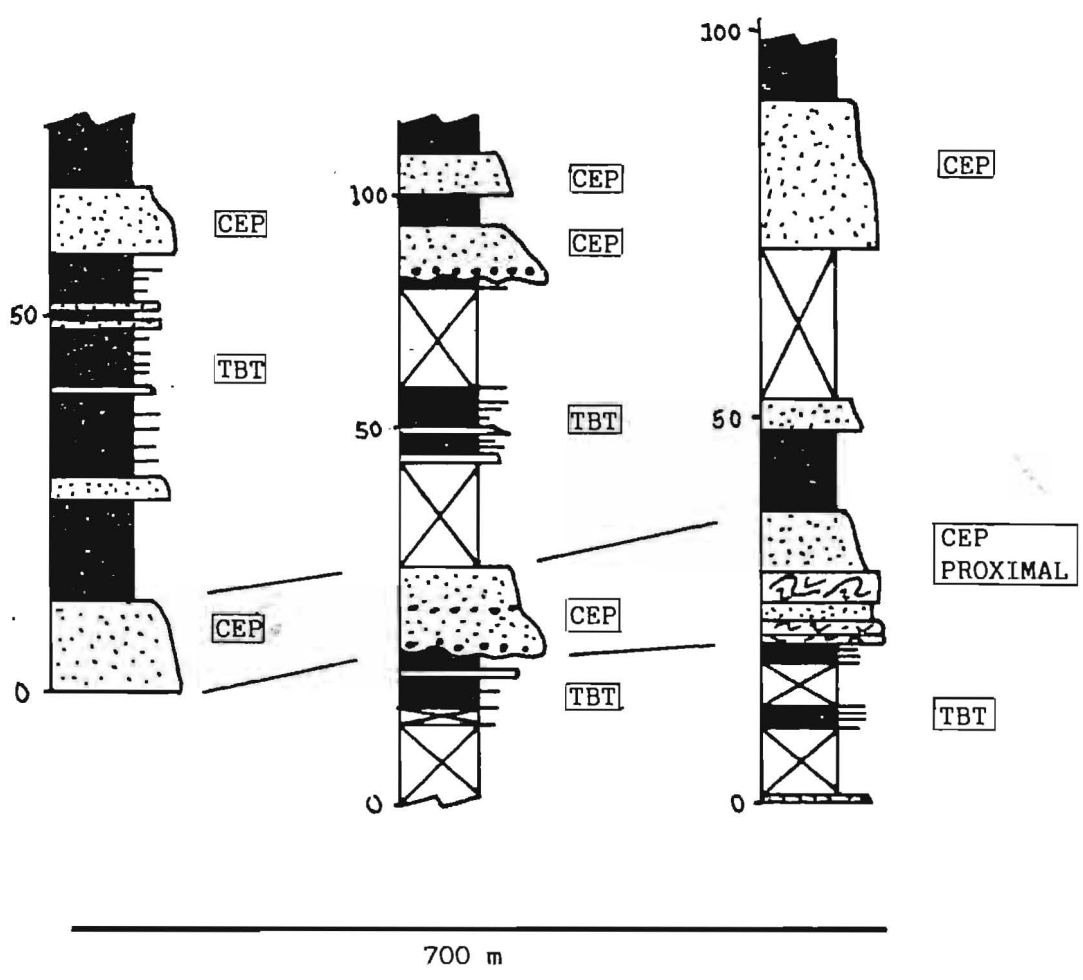


Fig. III.27

La correlación de la CEP inferior permite establecer su evolución desde depósitos producidos por deslizamientos gravitacionales hasta megaturbiditas (fig. III.28).

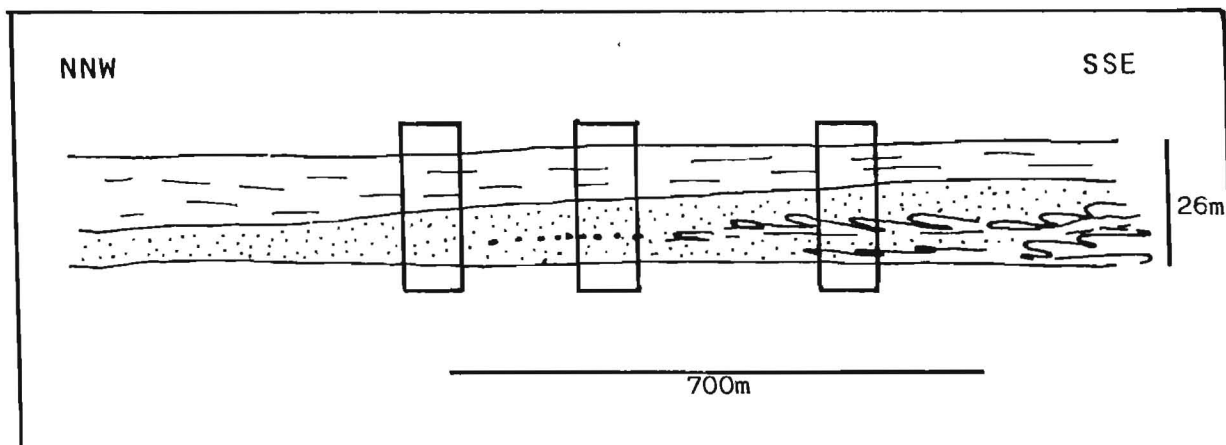


Fig. III.28 Fm.T.B. Evolución de una capa de excepcional potencia (megaturbidita) según se observa en las series de Estellencs. En el recuadro, situaciones observadas.

Se interpretan estos depósitos como formados por potentes corrientes turbidíticas de alta densidad que evolucionan a partir de deslizamientos gravitacionales de gran tamaño. La intercalación entre ellos de depósitos finos propios de corrientes de turbidez diluídas nos permite interpretar el ámbito sedimentario del conjunto como un talud inferior muy distal o incluso como un basin plain proximal.

SERIES DE PUIGPUNYENT - NA FATIMA (TB-8)

Los depósitos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar en el W de Puigpunyent (Na Fàtima) han sido descritos en detalle por RODRIGUEZ-PEREA (1981) (ver Serie de Na Fàtima, pp. 98-99). En este apartado se omite tal descripción relacionándose sus características generales.

Características e interpretación:

Las series TB-8 están formadas por hasta cuatro megaturbiditas o CEPs cuyas potencias oscilan entre los 2 y los 18 m (fig. III.29). Presentan laminación paralela y en algunos casos convoluted. En la mayoría de los casos se observa granoclasificación. Se intercalan con TBT y alguna capa conglomerática discontinua.

Se interpretan formadas por corrientes de turbidez densas. Las variaciones de potencia son considerables y pueden ser atribuidas a volúmenes no demasiado grandes de sedimento o bien a efectos topográficos.

La escasa presencia de TBT no permite identificar con precisión el ambiente de deposición pero es bastante probable que se sitúe en el talud distal (relación arena/arcilla alta) o en el basin plain proximal.

TB-8 PUIGPUNYENT - NA FATIMA

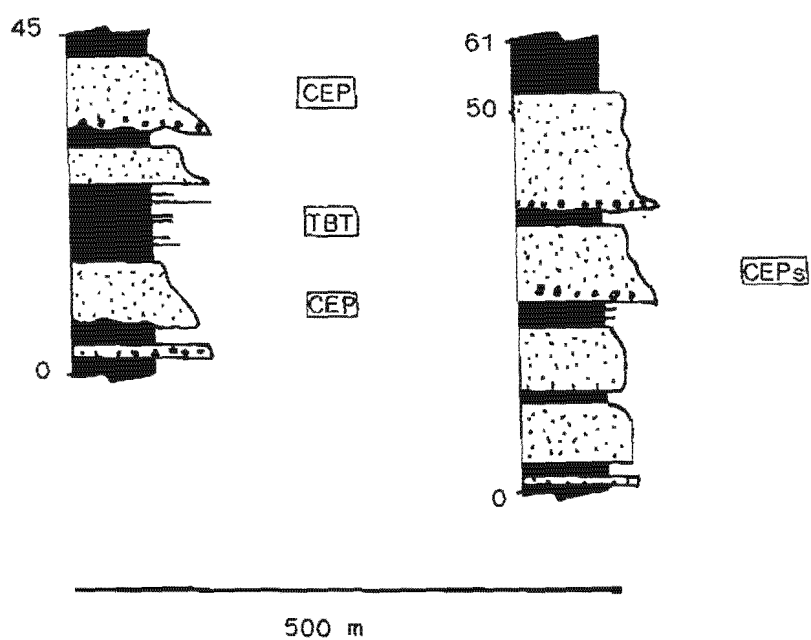


Fig. III.29

SERIE DE PUIGPUNYENT - SUR (TB-9)

Situación:

La Serie de Puigpunyent se ha medido a lo largo de la carretera que desde el km 7'6 de la carretera Palma-Puigpunyent asciende hacia Es Verger, por la vertiente SW de la Sierra de Es Canyar. Se sitúa sobre un flanco sinclinal invertido y está cabalgada por materiales mesozoicos (Keuper e Infralías).

Antecedentes:

POMAR et al. (1983b) describen el contacto cabalgante en el que se sitúan un nivel de brechas tectónicas orientadas, de varios metros de potencia. La dirección del movimiento es hacia el NW.

Descripción:

La serie TB-9 presenta como depósitos dominantes TBT y lutitas calcáreas masivas (fig. III.30). Las capas centimétricas y decimétricas no presentan en general estructuras, y los tramos margosos -algunos potentes- están afectados, al igual que las calcarenitas por una importante esquistosidad. Esta misma deformación es la responsable de la práctica imposibilidad de observar las geometrías sedimentarias de las capas que en muchos casos se muestran lenticulares por efecto tectónico. Entre los sedimentos finos se observa algún intervalo de mayor entidad: son capas conglomeráticas o calcareníticas; las primeras presentan granoclasificación positiva y potencias reducidas, son poco erosivas y el tamaño de cantos es centimétrico, las segundas se presentan masivas, con potencia métrica (CEP), o con recurrencias granulométricas. En el tramo superior de la serie se sitúa

TB-9 SERIE DE PUIGPUNYENT - SUR

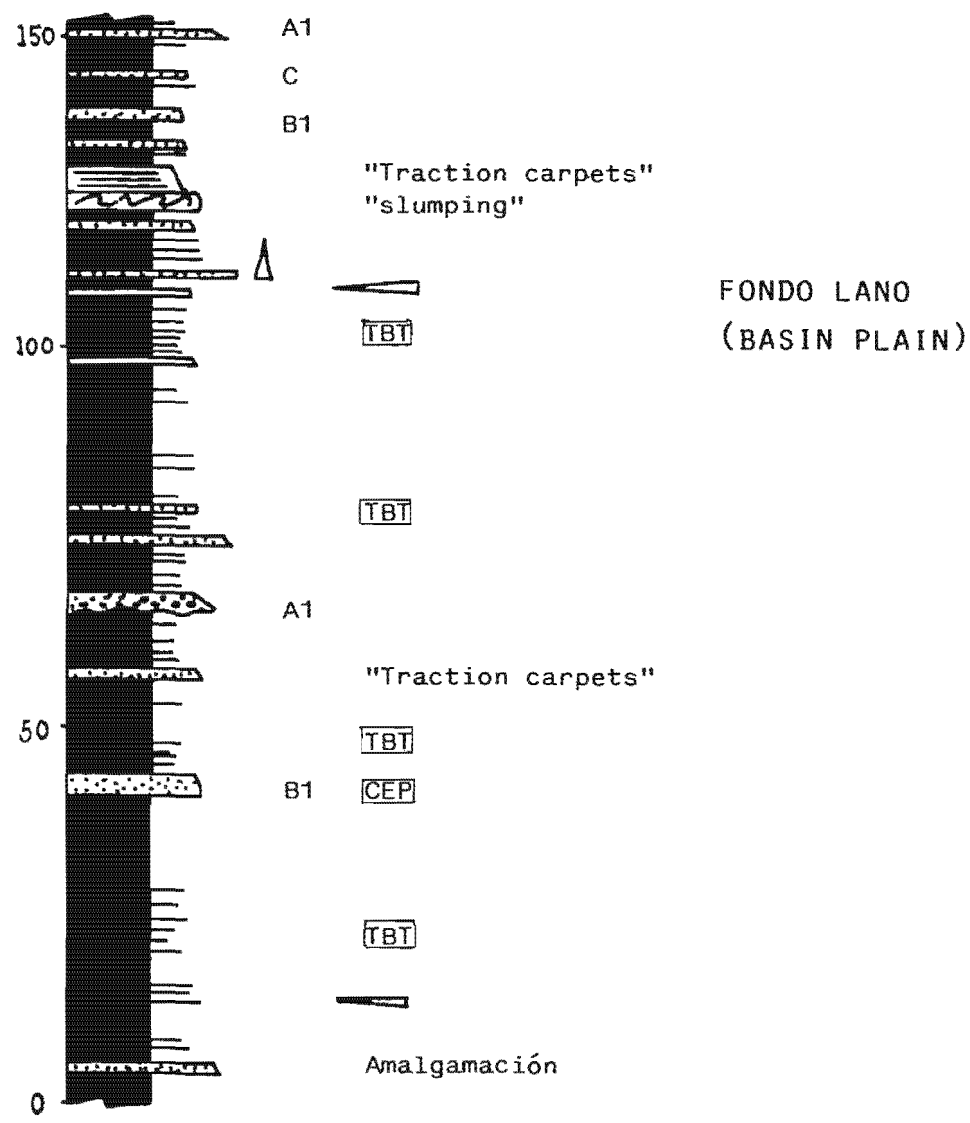


Fig. III.30

un tramo slumpizado que en la vertical evoluciona a calcarenitas de niveles centimétrico y con granulometrías recurrentes y a lutitas masivas. La potencia total de este conjunto alcanza más de siete metros.

Procesos:

Los depósitos descritos están producidos por corrientes de turbidez de baja densidad (TBT) y sedimentación por decantación (hemipelágica). Sólo algún episodio corresponde a corrientes más densas e incluso depósitos gravitacionales que evolucionarían hacia flujos densos. Este sería el caso del nivel slumpizado de la parte superior de la serie que está asociado a recurrencias granulométricas (traction carpets?).

Interpretación:

El conjunto de depósitos y procesos descritos configura un ambiente sedimentario de fondo llano o basin plain donde sólo llegan de forma continua, pero no secuencial, los flujos más diluidos. Los episodios mayores (slumps, de coladas, etc.) sólo alcanzan este área esporádicamente y sin presentar organización secuencial alguna, ya que no responden a la evolución de un aparato deposicional organizado si no a causas extrañas a éste (sobrependiente, sobrepeso litostático, sismicidad, etc.).

SERIE DE SA GALERA (TB-10)

La Serie de Sa Galera ha sido descrita e interpretada por RODRIGUEZ-PEREA (1981) y RODRIGUEZ-PEREA y POMAR (1983a y b). En esta Memoria se recoge únicamente de forma esquemática, con el objetivo de presentar de forma completa los depósitos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar a lo largo de toda la Serra Nord. Para una descripción detallada véanse los trabajos citados.

Características e interpretación:

En la serie de Sa Galera predominan los depósitos hemipelágicos y las TBT. Entre estos depósitos se intercalan hasta cuatro megaturbiditas o CEPs (fig. III.31). Se observan con aceptable calidad las geometrías de las capas que en la parte inferior presentan algún tramo slumpizado, discordancias angulares intraformacionales con relleno de cicatrices de slump y rápidos acuñaientos laterales de algunos niveles calcareníticos. En la parte superior de la serie las capas son más continuas y aunque el porcentaje elevado de hemipelágicos se mantiene, las intercalaciones de CEPs son frecuentes. Estas megaturbiditas presentan un tramo microconglomerático en la base, granoclasificación y laminación paralela; su potencia alcanza hasta 8 m y están afectados por una esquistosidad cuya meteorización produce efeactos espectaculares.

Se interpretan como una asociación de talud inferior y de fondo llano (basin plain) en base a la presencia mayoritaria de depósitos formados por flujos diluídos acompañados por eventos de inestabilidad en la parte inferior de la serie (talud inferior) y por megaturbiditas en la superior (basin plain). Estos eventos que nos registran las CEPs constituyen la evolución distal de deslizamientos gravitacionales, tal y como se observaba en las series

TB-7 (Estellencs-Son Fortuny) o bien el producto de corrientes de turbidez de gran volumen que localmente pueden embalsarse (efecto ponding).

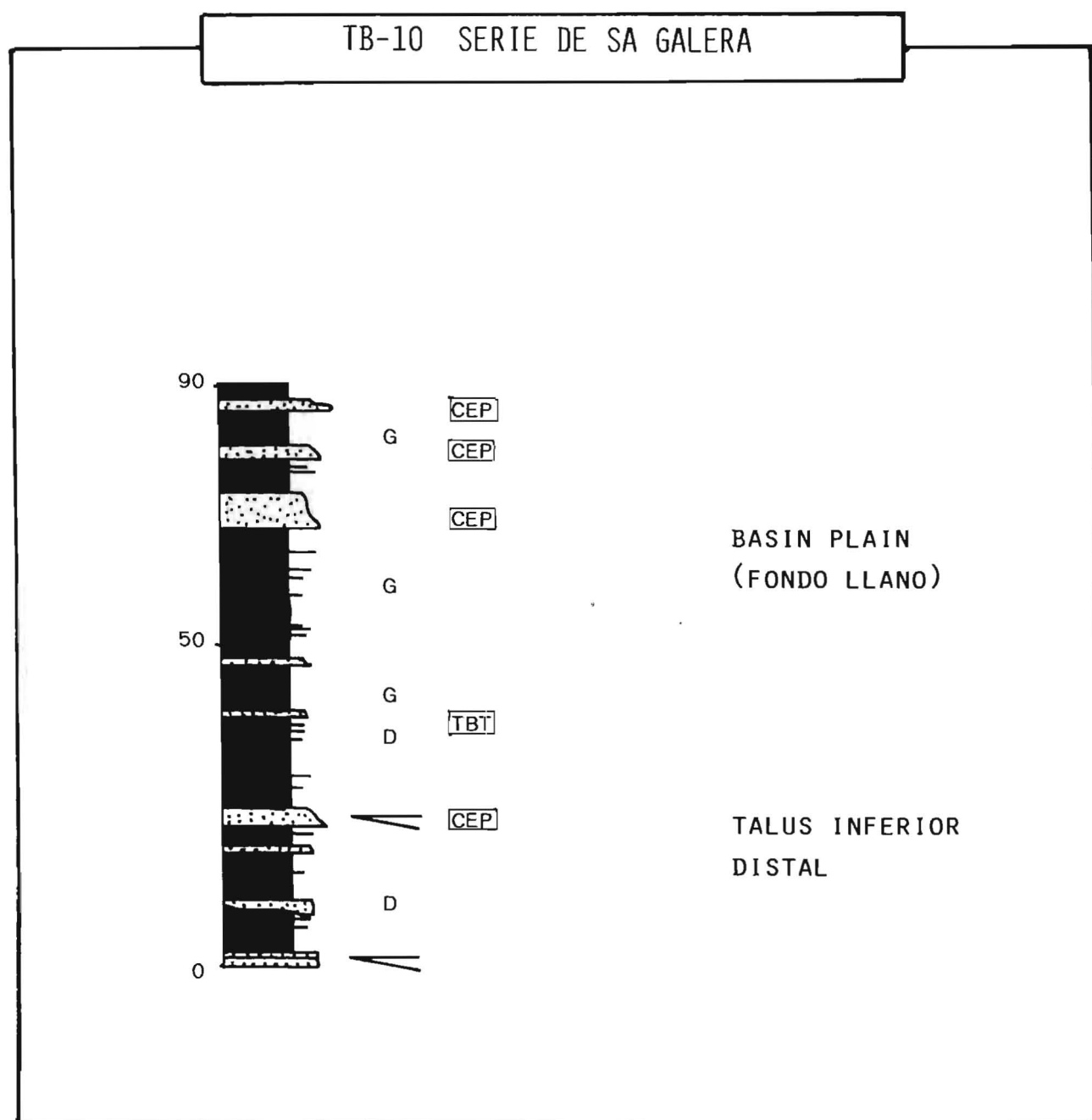


Fig. III.31

SERIE DE ES PORT D'ES CANONGE (TB-11)

La serie de Es Port d'Es Canonge ha sido descrita e interpretada por RODRIGUEZ-PEREA (1981) y RODRIGUEZ-PEREA y POMAR (1983a y b). En este apartado se recogen únicamente sus características esenciales y su interpretación. Para una descripción detallada se remite al lector a los trabajos citados.

Características e interpretación:

La serie TB-11 de Es Port d'Es Canonge recoge una evolución transgresiva de sedimentos carbonatados resedimentados desde ambientes de abanico interno o canalizado hasta depósitos de fondo llano (basin plain) (fig. III.32).

El tramo inferior de abanico interno está formado por potentes depósitos atribuidos a coladas de fango (debris flow) y a flujos turbidíticos densos cuyo carácter erosivo y geometría acanalada es bien patente. Sobre él se sitúan TBT atribuibles a zonas de intercanal. El tránsito a la zona no canalizada de abanico externo, con desarrollo de secuencias negativas, se hace a través de un olistostroma que señala que dicho tránsito se hace retrogradacionalmente, es decir, se interrumpe de forma brusca la tendencia prograda-cional del aparato submarino. El abanico externo o no canalizado presenta ciclos negativos poco desarrollados de calcarenitas y lutitas que acaban con TBT atribuibles a borde de abanico. El tránsito a los depósitos de fondo plano se hace también de forma traumática por medio de un segundo tramo olistostrómico que aunque presenta mayor potencia que el primero es en su práctica totalidad lutítico. Las facies de fondo llano o basin plain están formadas por hemipelagitas y TBT entre las que en el tramo superior de la serie se intercalan CEPs. Estas señalan que la capacidad retentiva del conoide es escasa y que los episodios más

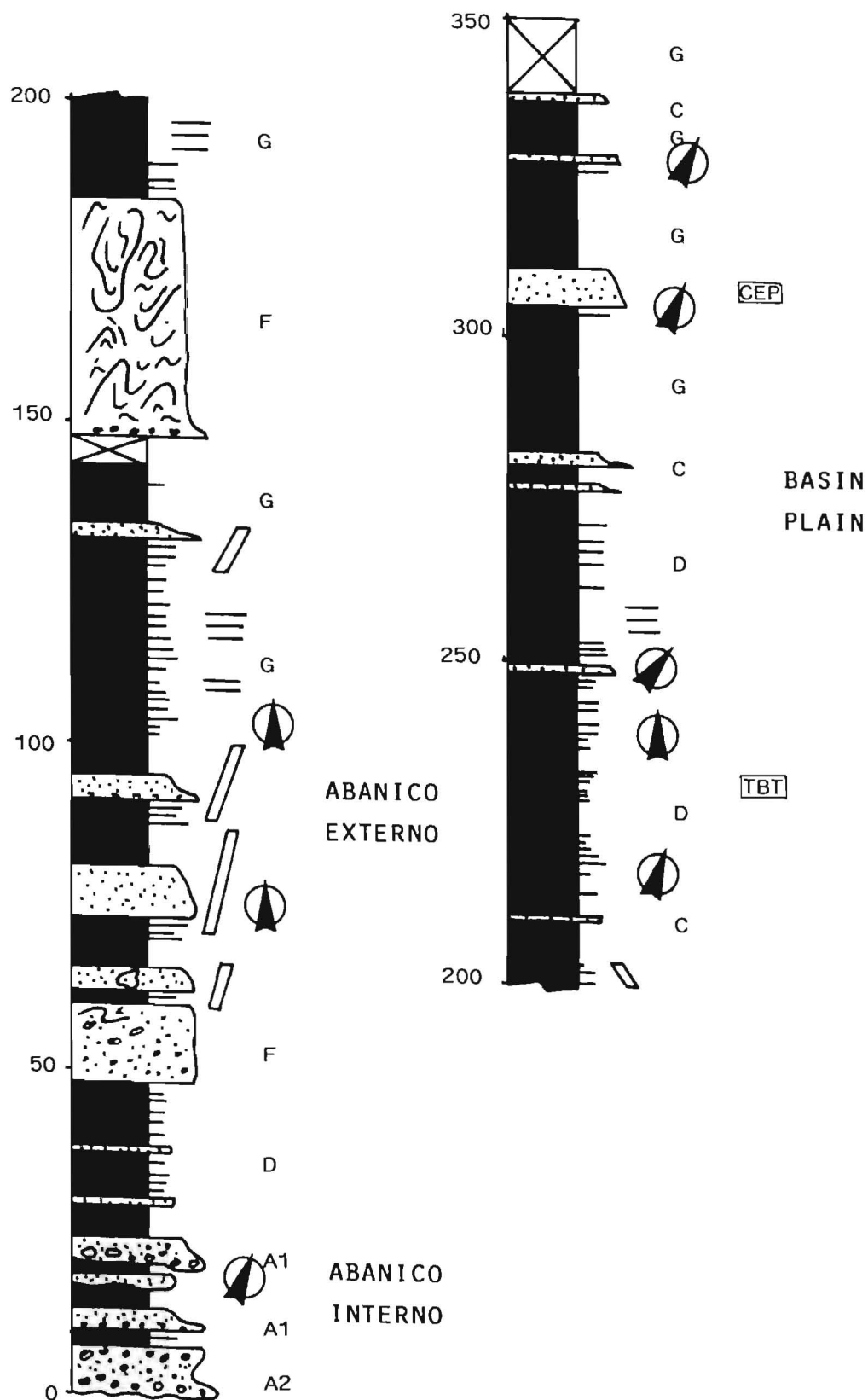


Fig. III.32

activos alcanzan gran parte de la cuenca o bien que no se producen en el área de alimentación del aparato turbidítico. A techo de la serie se registra la entrada en la cuenca de una gran masa de brechas (Subunidad Gravitacional de RODRIGUEZ-PEREA y POMAR, 1983a y b) que puede ser interpretada como un olistostroma precursor (ELTER y TREVISAN, 1973) ya que inmediatamente después se produce el episodio orogénico del Langhiense medio que genera los cabalgamientos y la estructuración de la Serra Nord.

Las características del abanico submarino de Es Bec de S'Aguila cuyo registro vertical se describe en la serie TB-11 pueden corresponder a un fan de pequeñas dimensiones y alta eficiencia. Estos términos han de interpretarse en sentido amplio ya que las características del depósito indican una ciclicidad poco desarrollada, pero existente, y caracterizada por una desproporción entre los diversos aportes. El aparato deposicional se desarrolla a partir de una fractura de dirección N-S cuyo movimiento controla la sedimentación normal y los depósitos puramente gravitacionales (slumps, olistostromas, subunidad gravitacional). Así los sedimentos se disponen en discordancia angular progresiva sobre el labio elevado de dicho accidente, mientras que los slumps y olistostromas proceden del E (bloque levantado).

En los trabajos ya citados de RODRIGUEZ-PEREA (1981) y RODRIGUEZ-PEREA y POMAR (1983b) se describen los resultados del análisis secuencial realizado sobre los depósitos de las series de Es Port d'Es Canonge y de Sa Galera. Se utilizan los métodos de RICCI LUCCHI (1975) y los resultados patentizan la escasa organización secuencial de los depósitos y demuestran su evolución transgresiva. Asimismo, permiten observar que la envolvente del diagrama de potencias de capa (n° de capa/potencia de capa) viene fuertemente relacionada con los episodios gravitacionales y refleja muy probablemente la paleosismicidad de la cuenca turbidítica.

El escaso metraje de las series levantadas a lo largo de la Serra en los depósitos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar no permite utilizar este diagrama como herramienta de correlación, y más cuanto que en algunas no se observa su base. No obstante el método propuesto por los autores citados promete resultados esperanzadores en la correlación de áreas mayores y/o con series más completas.

SERIE DE SON GALLART - II (TB-12)

Situación:

La serie TB-12 se ha medido en el predio de Son Gallart, que se encuentra al SE de la carretera que desde Valldemossa se dirige a Deià (km 67'2, C-710) (fig. II.46). Se dispone sobre depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm y se encuentra cabalgada por una escama secundaria de la base de la Serie II de FALLOT.

Antecedentes:

Véase el capítulo II.3 Afloramientos de Son Marroig-Deià.

Descripción:

Los metros inferiores de la serie TB-12 se encuentran cubiertos. Se inicia con tramos margosos entre los que se intercalan facies de conglomerados que son las dominantes en toda la secuencia. Estas intercalaciones de conglomerados se hacen más frecuentes hacia la parte media y superior de la serie.

Las facies de conglomerados están formadas por cantos subredondeados a redondeados y heterométricos, cuyo tamaño máximo no sobrepasa los 70 cm. Las capas presentan potencias por lo general decimétricas y en algún caso métricas. Alternan los tramos poco cementados con matriz rojiza con otros grises bien cementados y matriz calcarenítica. Las estructuras internas de las capas son la granoclasificación normal y/o inversa y son frecuentes los niveles masivos y sin organización. Los tramos rojizos presentan geometrías lenticulares y capas amalgamadas, mientras que los niveles grises, bien cementados, presentan mejor continuidad lateral.

TB-12 SERIE DE SON GALLARD - II

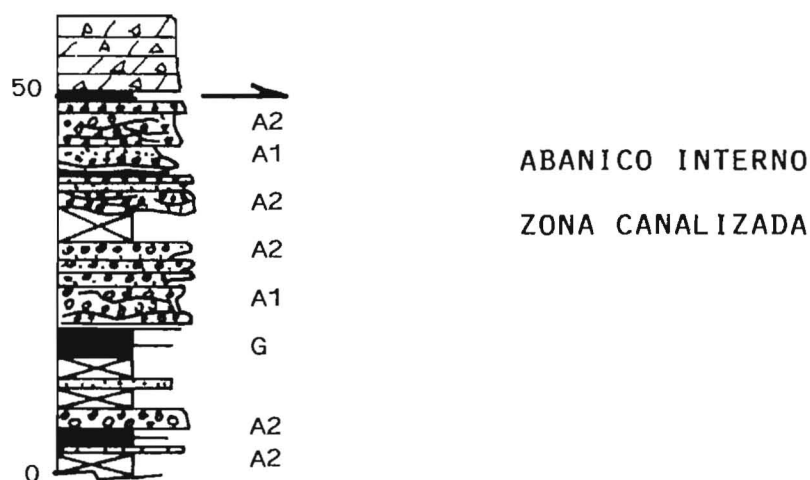


Fig. III.33

No se observa secuencialidad en estos depósitos, y su techo no es visible al encontrarse cabalgado por dolomías brechadas.

Procesos:

La organización de las capas implica un transporte por coladas fangosas (debris flow) o/y por corrientes de turbidez muy densas, modificadas por flujos granulares en algún caso. Los escasos depósitos finos que se intercalan, y que suelen estar cubiertos, han de corresponder a corrientes diluidas o flujos residuales de desbordamiento en los que los depósitos lutíticos son predominantes.

Interpretación:

Las características geométricas y los procesos definidos nos permiten interpretar estos depósitos como el relleno de una zona canalizada más o menos proximal. Ha de situarse

en el abanico interno, zona canalizada distal, donde los canales son más someros y sus depósitos de relleno se amalgaman entre sí con potencias de capa reducida. La alternancia de tramos con matriz rojiza con otros bien cementados y la presencia de cantos de origen volcánico indican probablemente la resedimentación de depósitos mesozoicos (facies Keuper). La proximidad de un área elevada o en curso de levantamiento (orogenia Langhiense) representa una explicación sugerente para tal resedimentación.

Figura 12
Facies

AFLORAMIENTOS DE DEIA

Una buena parte del valle de Deià está excavada sobre depósitos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar (fig. II.46). Los accidentes tectónicos (fallas, cabalgamientos, etc.) junto a los abundantes derrubios de pendiente dificultan el estudio de sus sedimentos y el levantar perfiles estratigráficos.

Al W de Son Bujosa (Son Pujola) ha podido realizarse un corte estratigráfico que recoge entre 20 y 30 m de sedimentos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar (fig. III.34). El corte presenta sedimentos margosos (facies D y G de MUTTI y RICCI LUCCHI, 1972) entre los que se intercalan facies arenisco-conglomeráticas (facies A1, A2 y B) que presentan geometrías lenticulares y potencias de orden métrico. En algún caso se observan niveles amalgamados de calcarenitas con granoclasificación en la base, laminación paralela y convoluted a techo. En otros casos se han observado laminación cruzada de hasta 10 cm. la base de las capas presenta pocas veces marcas de base, y cuando se observan están deformadas por la esquistosidad; en algunos casos se han identificado icnitas atribuibles a Taphrelminthopsis (?), que indican según CRIMES (1975) profundidades superiores a los mil metros.

Los conglomerados no presentan organización interna y sus cantos alcanzan tamaños decimétricos. Las capas en las que se presentan son también lenticulares y presentan bases erosivas sobre los depósitos finos (TBT).

Esta asociación de sedimentos finos (TBT y lutitas) con niveles de calcarenitas y conglomerados lateralmente discontinuos y erosivos es típica del talud inferior donde la sedimentación por decantación o por corrientes diluídas se interrumpe frecuentemente por flujos densos (debris

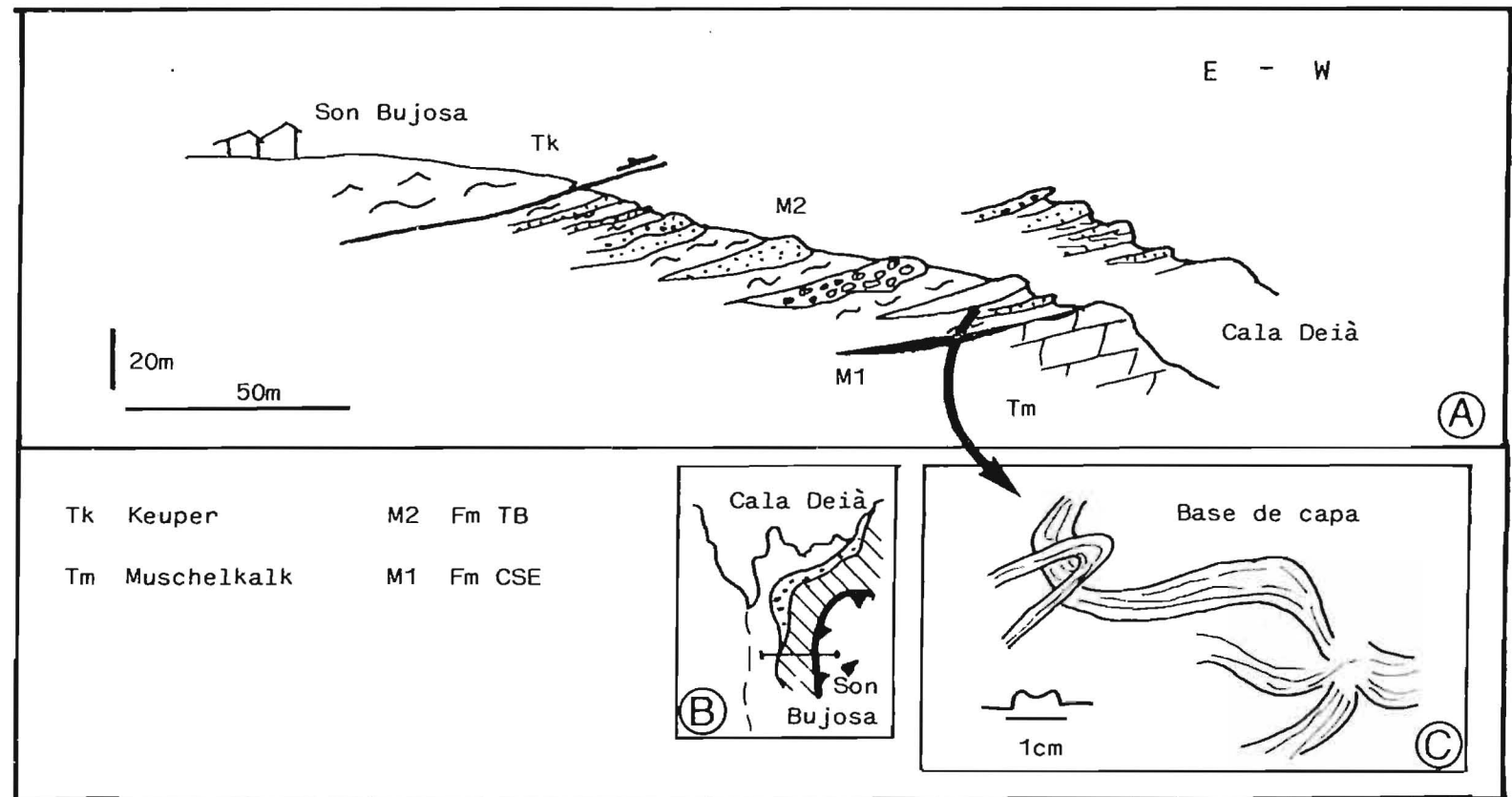


Fig. III.34 Formación Turbidítica de Banyalbufar. A) Corte de los afloramientos de Son Bujosa (Deià). B) Situación del corte A. C) Icnita atribuible a Taphrhelminthopsis (?) en la base de capa.

flows y turbiditas de alta densidad).

AFLORAMIENTOS DE TIPO ALGARI

Los depósitos descritos son representativos del área de Deià donde han podido observarse otros afloramientos muy reducidos con caracteres semejantes.

de

lg.

conglomerados masivos

e-conglomeráticos.

posteriores cerca de

a los 30 m. mientras

más de 50 m de congl.

Dichos conglomerados

son pertenecientes a

Elm. que se que se

los niveles basales de la Formación Turra

sobre la Formación Calvià que se que se

los niveles citados que se que se

flujos de coladas (caídas de rocas)

coladas de bloques (detritus flow) que se que se

de las coladas de bloques que se que se

de las coladas

de las coladas

de las coladas

Interpretación de afloramientos submarinos donde se observan los procesos de flujo gravitatorio del tipo colada (debris flow) o de corrientes de turbidez de alta densidad,

AFLORAMIENTOS DE LLUC ALCARI - RECO D'ES GALL

Entre las numerosas imbricaciones del área de Lluc Alcari-Recó d'Es Gall se sitúan afloramientos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar de carácter fundamentalmente conglomerático (fig. II.57 y 58). La descripción estructural y los antecedentes de dichos depósitos puede verse en el capítulo II.3 Afloramientos de Lluc Alcari y de Es Gall-Alconasser. Para un mayor detalle de estos últimos afloramientos véase POMAR y COLOM (1977).

Las facies conglomeráticas se disponen erosivas sobre los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm (fig. III.35) y están formados por potentes niveles de conglomerados masivos que evolucionan a depósitos calcarenítico-conglomeráticos. Se han observado en los acantilados costeros cerca de Els Tres Còdols potencias superiores a los 30 m, mientras que en Es Gall POMAR y COLOM describen más de 20 m de conglomerados y calcarenitas resedimentadas. Dichos conglomerados incorporan grandes bloques de conglomerados pertenecientes a la Formación Calcarenítica de Sant Elm, con lo que resulta probado el carácter erosivo de los niveles basales de la Formación Turbidítica de Banyalbufar sobre la Formación Calcarenítica de Sant Elm infrayacente. Los autores citados describen depósitos producidos por flujo de coladas (mass-flow), corrientes de turbidez y coladas de bloques (debris-flow) y determinan las direcciones de los aportes en base a la orientación de las estructuras de techo de lámina (Rounded-ridges ?). Obtienen flujos de dirección NE-SW sin poder precisar el sentido (fig. III.36).

Todo este conjunto de depósitos caracterizan zonas internas de abanico submarino donde se repiten en el tiempo procesos de flujo gravitatorio del tipo colada fangosa (debris flow) o de corrientes de turbidez de alta densidad.

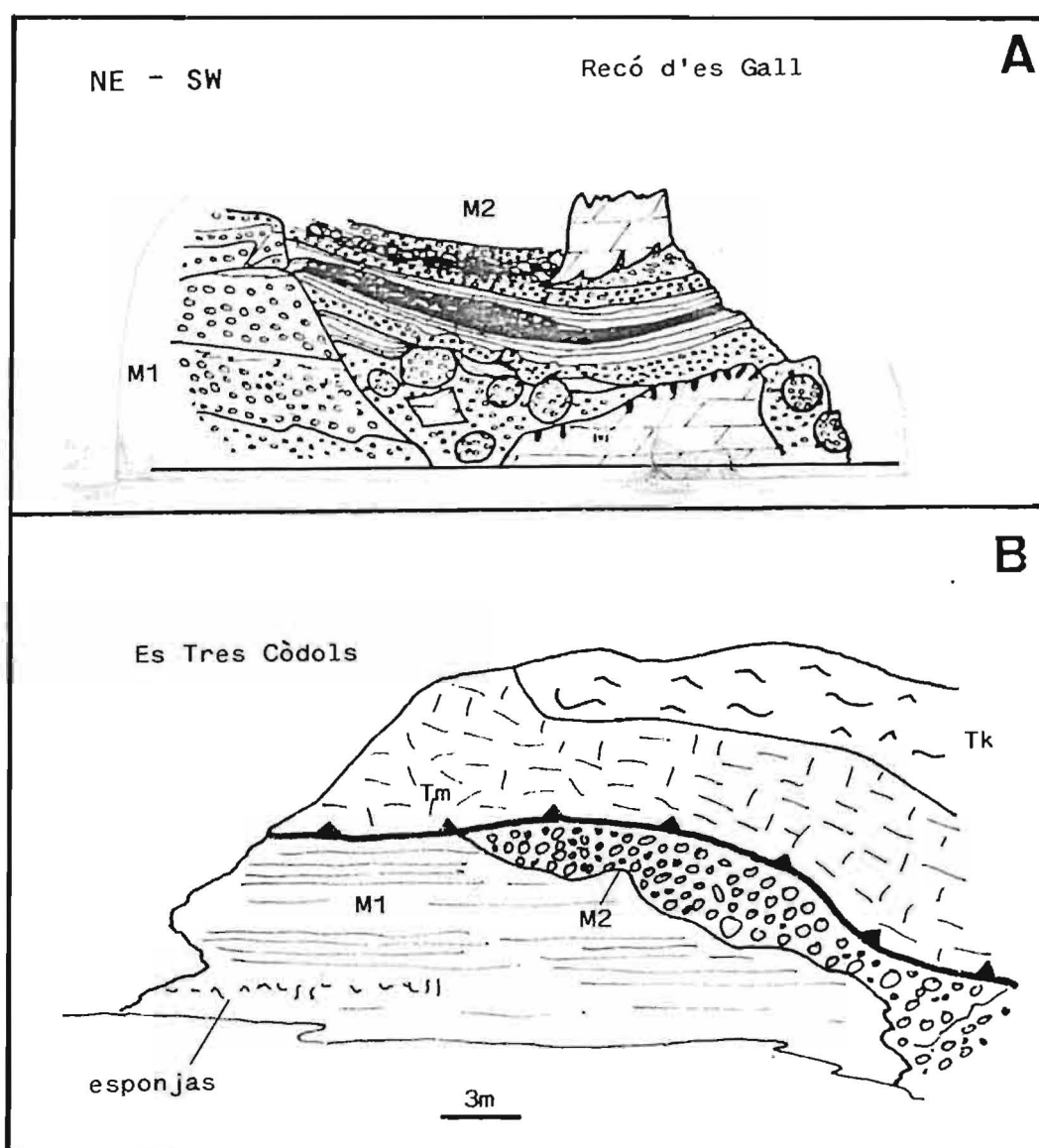


Fig. III.35 A) Corte general sintético del afloramiento del Mioceno en Es Recó d'Es Gall-Alconasser. B) Idem en Els Tres Còdols. (A) modificado de POMAR y COLOM, 1977)

Las características de los afloramientos no permiten precisar la geometría ni la organización del aparato deposicional, aunque sí evidencian su carácter retrogradacional (aumento de finos hacia el techo de las series). Probablemente sus dimensiones son reducidas y su organización, como ocurre en gran parte de los carbonatos resedimentados, escasa. En el área de Deià los depósitos son atribuibles a talud inferior.

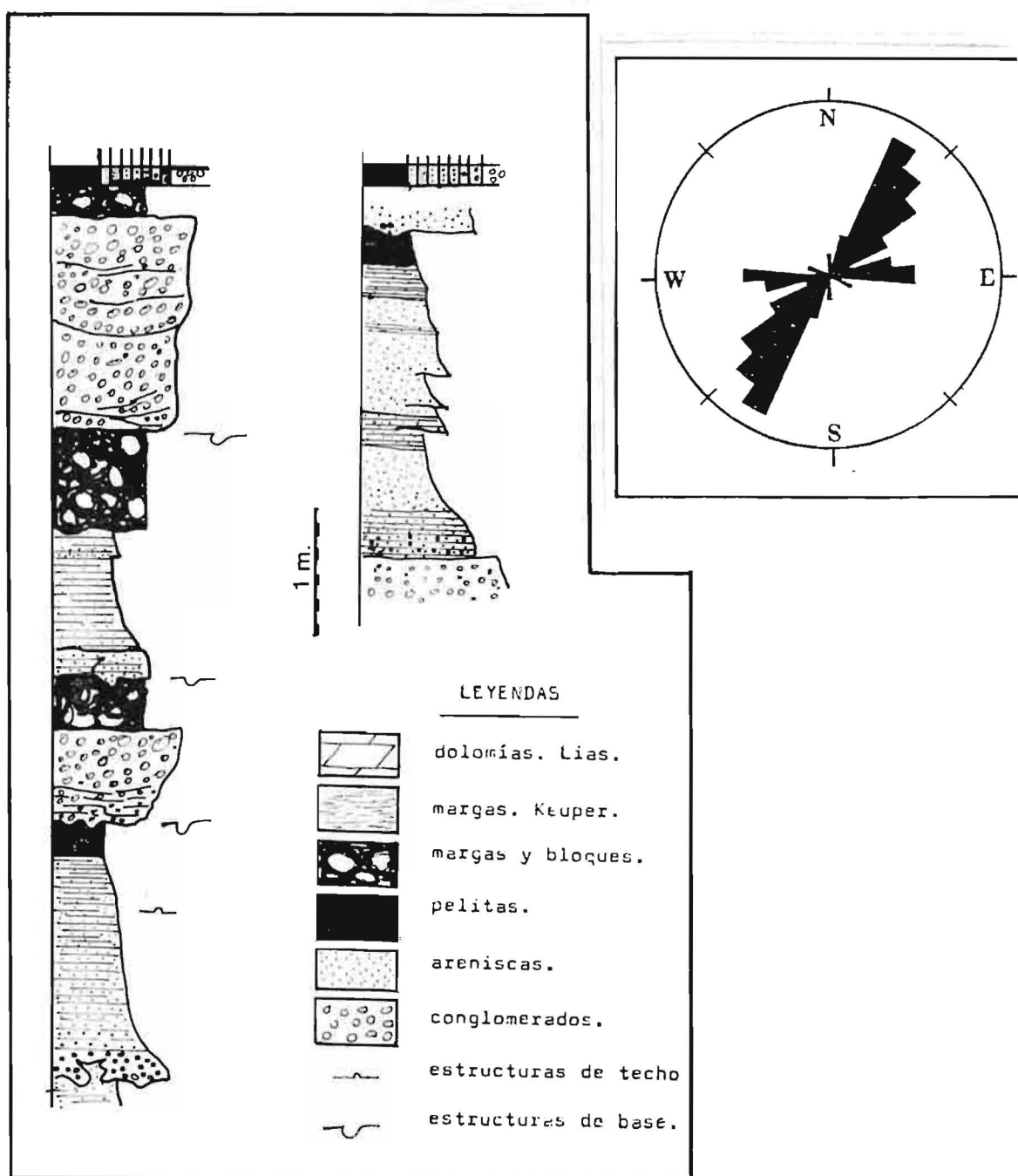


Fig. III.36 Secuencias verticales de los depósitos que rellenan la superficie erosiva que afecta a los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm. Orientación de las estructuras en los depósitos turbidíticos. (POMAR y COLOM, 1977)

AFLORAMIENTOS DE ELS CARDSCOLERS Y SON TORRELLES.

En el camino que desde la carretera 710, km 38'4 asciende hacia los predios de Binis, afloran niveles margosos y calcareníticos atribuibles a la Formación Turbidítica de Banyalbufar. Se sitúan sobre las facies de plataforma de la Formación Calcarenítica de Sant Elm descritas en el capítulo II.3 Afloramientos de Binis-LLuc (Els Cardscolers) donde también puede encontrarse la descripción de la estructura y los antecedentes de este área. COLOM (1968) cita someramente la presencia de estos depósitos al describir el Burdigaliense inferior parálico que aflora en este área. ALVARO et al. (en prensa) describen 40 a 50 m de margas con areniscas de grano grueso y las interpretan como turbiditas distales, atribuyéndoles una edad Burdigaliense superior-Langhiense. Nuestro criterio coincide con el de los autores citados y únicamente hemos de añadir la presencia de algún tramo con cantos (pebbly sandstone) en los niveles superiores.

Al SW de Es Puig Major, en Sa Coma de Son Torrelles, también afloran algunas decenas de metros de depósitos atribuibles a la Formación Turbidítica de Banyalbufar. Su disposición estructural (fig. II.75) y sus antecedentes se describen en el capítulo II.3 Afloramientos de Son Torrelles. Aquí sólo mencionaremos la interpretación de ALVARO et al. (en prensa), quienes no observan la disposición sinclinal y sitúan un olistostroma entre los depósitos margosos. A nuestro parecer esta observación es errónea.

Los sedimentos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar de Son Torrelles presentan en su práctica totalidad depósitos lutíticos, sólo en su base pueden observarse calcarenitas finamente laminadas y estructuras de carga deformadas en la base de capa. Una interpretación del conjunto, vista la escasa potencia de los depósitos resulta muy arriesgada; no se trata probablemente de sedimentos proximales.

AFLORAMIENTOS DE FARTARITX.

En la figura II.76 puede apreciarse la presencia en el área de Fartaritx (Puig Tomir) de hasta 150 m de depósitos turbidíticos miocenos atribuibles a la Formación Turbidítica de Banyalbufar. Los afloramientos son de baja calidad ya que o bien se utilizan como campos de cultivo o bien se encuentran muy cubiertos por derrubios de pendiente. No obstante, dada su posición estructural (techo de la Serie II de FALLOT) es interesante abordar sus caracteres esenciales (ver estructura y antecedentes en el capítulo II.3).

La parte inferior y media de la serie miocena está formada por depósitos calcareníticos con intervalos margosos (Relación arena mayor o igual a uno). Los sedimentos calcareníticos presentan laminación paralela como estructura dominante. En la parte superior del afloramiento las lutitas se hacen más dominantes con índices de arena/lutita menores de la unidad. No obstante en la parte superior se intercala un potente tramo megaturbidítico o CEP. Presenta más de 10 m de depósitos calcareníticos con laminación paralela, ligera granoclasificación y una potencia desconocida de sedimentos margosos en su techo. Hacia el WSW equivale a un tramo conglomerático-calcarenítico de potencia similar, en el que los conglomerados se sitúan no en la base, sino en la parte medio-superior del paquete calcarenítico. En el WSW de Mina Gran aflora también una CEP, cuya correlación con la que hemos descrito es muy probable. Aquí presenta más de 14 m de potencia y está formada por un potente tramo conglomerático basal (6 m) y calcarenitas con laminación paralela y granoclasificación; el tramo superior lutítico está también cubierto.

Los depósitos descritos reflejan una evolución claramente transgresiva y han de situarse en la zona del talud distal

y basin plain (tramo inferior) y en el basin plain (tramo superior). La evolución de la CEP descrita sugiere aportes procedentes del SW y confirma que sólo alcanzan las áreas distales de fondo llano los flujos más poderosos (CEP) cuya evolución longitudinal propuesta en la figura III.28 podría confirmarse de resultar ciertas las correlaciones propuestas.

SERIE DE CALA CASTELL (TB-13).

Situación:

La serie medida se sitúa sobre el flanco NW del Sinclinal de Cala Castell (fig. II.77). La descripción de la estructura y los antecedentes se encuentran en el capítulo II.3 Afloramientos d'Es Castell del Rei.

Descripción:

La parte inferior de la serie está cubierta, pero muy probablemente corresponde, al igual que el resto, a depósitos margosos y TBT. Los niveles calcareníticos presentan texturas finas y laminación paralela o convoluted. Se observa algún nivel de silexitas y algún nivel deformado por plegamiento. La geometría de las capas es plano paralela y su continuidad elevada.

Procesos:

Los sedimentos descritos vienen producidos por decantación y corrientes de turbidez de baja densidad. La existencia de depósitos silíceos confirma la importancia de la sedimentación hemipelágica.

Interpretación:

Estos depósitos presentan caracteres distales propios de una zona de fondo llano (basin plain)

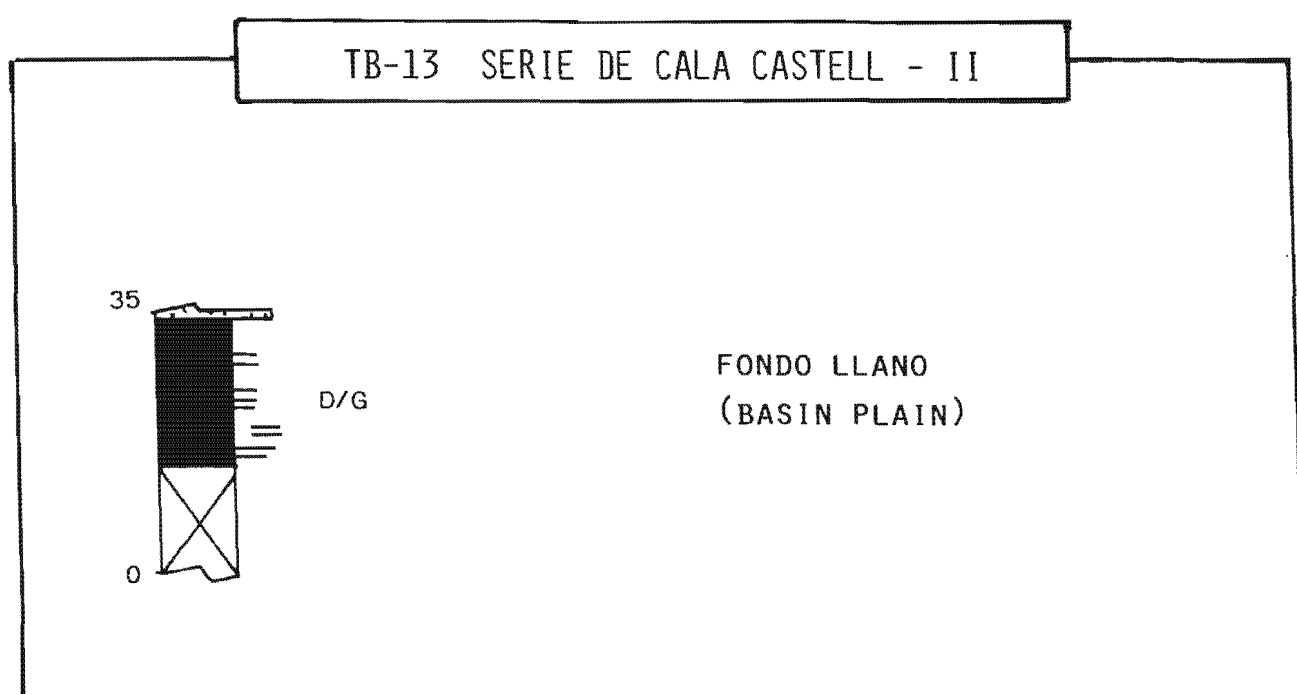


Fig. III.37

SERIE DE CALA BOQUER (TB-14).

Situación:

La serie TB-14 se ha medido en el flanco normal del sinclinal de Cala Bòquer (fig. II.78). La estructura y los antecedentes se describen en el capítulo II.3 Afloramientos de Cala Bòquer, no obstante hay que añadir que DEL OLMO et al. (en prensa) describen una sección estratigráfica de 210 a 220 m de potencia formada por margas grises con intercalaciones de calizas, areniscas calcáreas y silexitas, atribuyéndole una edad Burdigaliense superior-Langhiense y un ambiente de abanico submarino distal.

Descripción:

La serie TB-14 de Cala Bòquer está formada por potentes tramos margosos entre los que se intercalan hemipelágicos silíceos (silexitas) y algunos niveles calcareníticos de gran potencia.

Los tramos lutíticos son masivos o laminados y en ellos se intercalan los horizontes silíceos. Los depósitos calcareníticos presentan potencias de hasta 6 m y se caracterizan por una ligera granoclasificación, predominio de laminación paralela y presencia de convoluted. En un caso se han observado antidunas remontantes, pudiéndose comprobar el sentido contrario al flujo, gracias a la presencia de flutes en la base de la capa.

Estos tramos calcareníticos potentes (CEP) se sitúan sin secuencialidad alguna en la parte media-superior de la serie. En el tramo inferior de la misma se observa además un paquete muy potente formado por lutitas con estructura caótica, sobre los que se sitúan conglomerados y calcarenitas. Las lutitas incluyen bloques de Corales

TB-14 SERIE DE CALA BOQUER

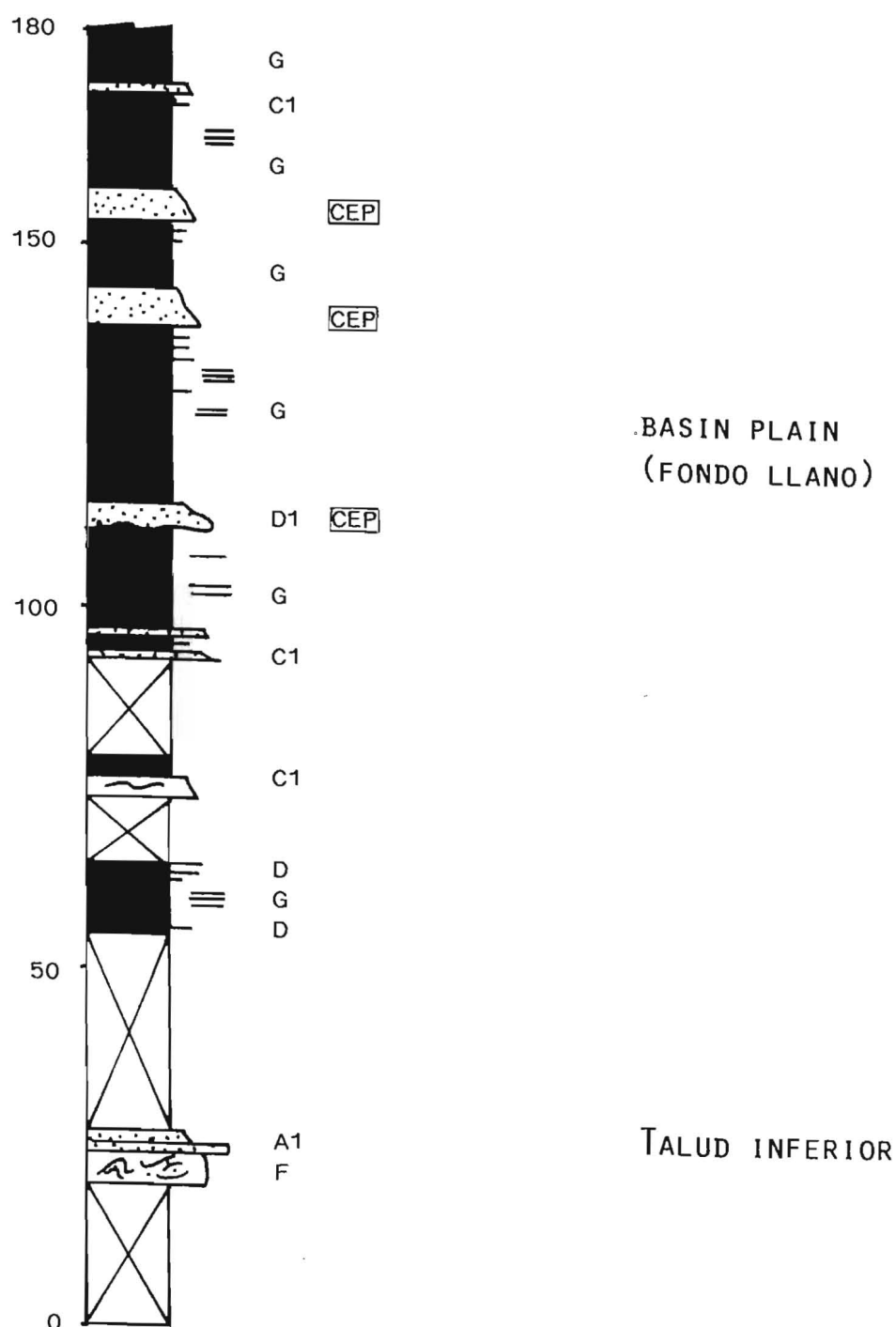


Fig. III.38

entre los que se ha podido identificar Favites cf. dissimilis. Los conglomerados y las calcarenitas están gradados y presentan laminación paralela.

Procesos:

Los depósitos descritos muestran un predominio de la sedimentación por decantación y por corrientes de turbidez diluídas que esporádicamente se interrumpe por aportes de gran volumen producto de coladas de fango (debris-flow) y flujos densos: Estos últimos corresponden muy probablemente a la evolución distal de los primeros.

Interpretación:

Los depósitos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar de Cala Bòquer registran una evolución retrogradacional desde ambientes de talud inferior en el que se producen eventos de resedimentación poco maduros (breccia beds de KRAUSE y OLDERSHAW, 1979) hasta ambientes de fondo llano, donde los episodios excepcionales (CEPs) que se producen presentan depósitos ya bien seleccionados por la corriente que los transporta.

III.4 CONCLUSIONES

El Mioceno de la Serra Nord de Mallorca presenta un conjunto de depósitos turbidíticos que pueden caracterizarse como una unidad tectosedimentaria (GARRIDO MEGIAS, 1973) y para la que se propone la categoría de Formación Turbidítica de Banyalbufar (ver apartado III.2). Se sitúa discordante y erosiva sobre la Formación Calcarenítica de Sant Elm o sobre un basamento tectonizado premioceno y su techo se encuentra cabalgado por los mantos de corrimiento que estructuran la Serra de Tramuntana.

La Formación Turbidítica de Banyalbufar está formada por calcirruditas, calcarenitas y calcilutitas de carácter turbidítico en las que se han definido las siguientes asociaciones de facies (fig. III.39):

Asociación de talud inferior:

Está formada por depósitos finos, con tramos slumpizados, y discordancias angulares sinsedimentarias (cicatrices de slumps) entre las que se intercalan depósitos conglomeráticos y calcareníticos. Se han descrito en las series TB-1, TB-6 y TB-10. Los depósitos finos presentan abundantes tramos hemipelágicos entre los que destacan los sedimentos silíceos, finamente laminados (silexitas). La continuidad de las capas, de potencias centimétricas y grano fino, se ve alterada por discordancias intraformacionales que corresponden al relleno de cicatrices de slump (TB-10). Los niveles más gruesos suelen ser lenticulares, y en algún caso (TB-6) pueden ser abundantes. Son frecuentes también los tramos margosos con estructura interna desorganizada que en algún caso (TB-1) presentan en su base un tramo conglomerático, resultado de la diferenciación de los cantos de mayor densidad durante el transporte del flujo desorganizado.

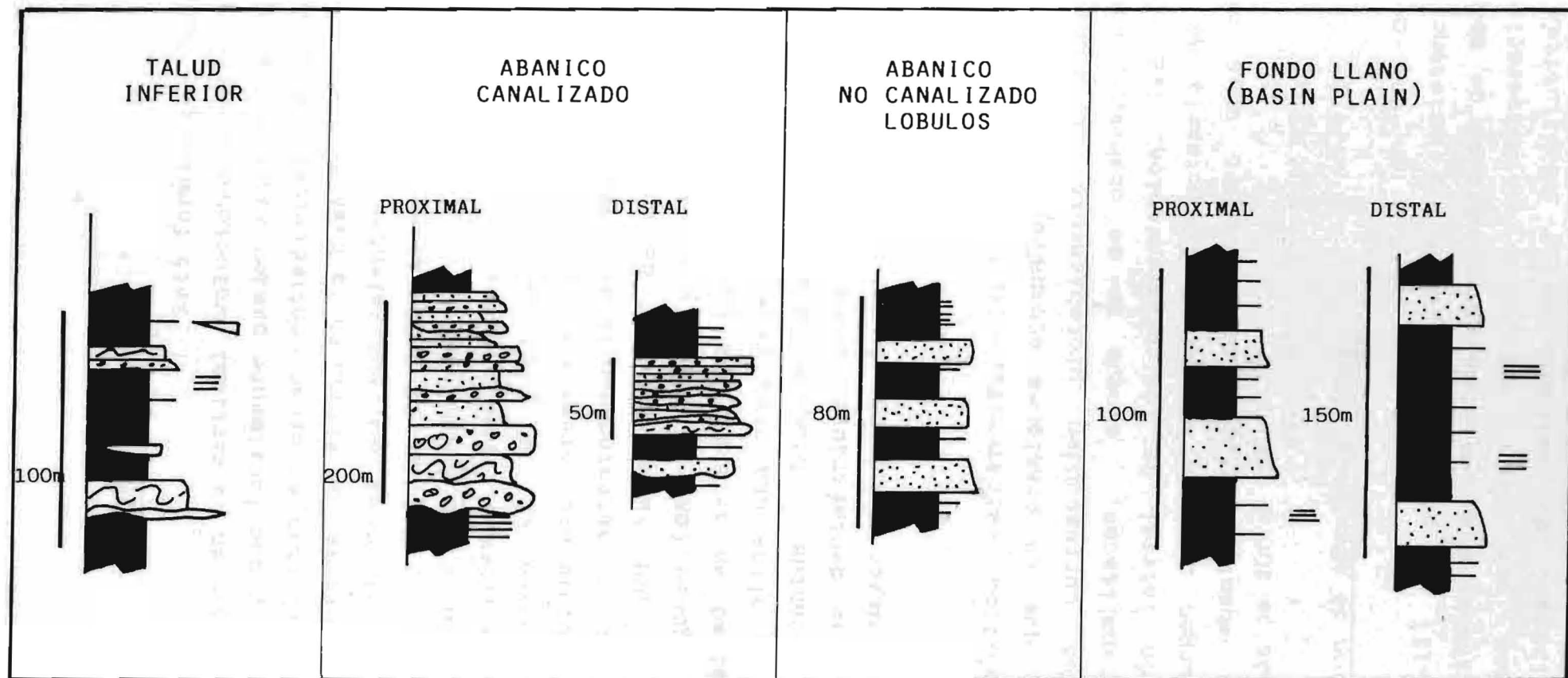


Fig. III.39 Asociaciones de facies que caracterizan a la Formación Turbidítica de Banyalbufar. Ver leyenda en la fig. III.20

Asociación de abanico interno:

Está formada por depósitos conglomeráticos que en la vertical evolucionan a calcarenítico-conglomeráticos y que localmente pueden asociarse a calcarenitas y calcisiltitas en capas centimétricas con relaciones arena/arcilla elevadas. Se sitúan en la base de las secuencias (TB-2, TB-11) y entonces son equivalentes de los depósitos del talud inferior o bien se intercalan entre las facies de talud inferior y los depósitos de fondo plano. Presentan geometrías canaliformes, lenticulares o masivas y pueden atribuirse a facies A1, A2 y C1 de MUTTI y RICCI LUCCHI (1972). Secuencialmente presentan una tendencia positiva granodecreciente y estratodecreciente (TB-2, TB-6 y TB-11). Se forman por la acumulación de sedimentos producto de coladas fangosas (debris flows) y corrientes de turbidez de alta densidad en determinados puntos del talud y puede distinguirse en ellos una zona proximal con capas métricas y tramos con cantos y bloques heterométricos y una zona distal con capas decimétricas, menor tamaño y heterometría de los cantos y mayor abundancia de los depósitos calcareníticos.

Los depósitos calcarenítico-calcisiltíticos en capas centimétricas que en ocasiones acompañan a los sedimentos conglomeráticos corresponden probablemente al rebose de las facies canalizadas, aunque no se observan, dada la poca extensión lateral de los afloramientos, las típicas facies de margen de canal y levee. La potencia de estos depósitos de abanico interno oscila entre unas decenas de metros y más de 200 m (TB-2).

Asociación de abanico externo:

Solo en una de las columnas (TB-11) ha podido reconocerse la existencia de depósitos atribuibles a una zona no canalizada de abanico. Están formados por tres secuencias estratocrecientes, poco desarrolladas, de calcarenitas y calcilutitas que

se sitúan entre los depósitos canalizados de abanico interno y TBT (thin bedded turbidites) atribuibles a franja de abanico y a fondo llano (basin plain). Las capas presentan potencias de decimétricas a métricas y dominan las calcarenitas con laminación paralela o convoluted. Su situación vertical, su escasa o nula capacidad erosiva, y su secuencia negativa los configuran como cuerpos de relieve positivo situados entre los depósitos canalizados y el basin plain y pueden atribuirse a lóbulos deposicionales.

Asociación de fondo llano (basin plain)

Hacia el techo de gran parte de las series (TB-4, TB-5, TB-6, TB-7, TB-9, TB-10, TB-11, TB-12, TB-13, TB-14) los depósitos turbidíticos se presentan con un mayor porcentaje de sedimentos finos, con mayor presencia de hemipelágicos, entre los que se sitúan abundantes tramos silíceos, y con mayor continuidad lateral de las capas que adquieren geometrías planoparalelas. Son TBT y hemipelagitas atribuibles a ambientes de fondo llano o basin plain. Entre ellos se sitúan paquetes calcarenítico-calciutíticos de potencias métricas (CEPs o Capas de Excepcional Potencia) que se interpretan como megaturbiditas. Su frecuencia y características nos definen un basin plain proximal asimilable al talud distal y un basin plain proximal. En el primero las CEPs son muy abundantes (TB-7 y TB-8) y presentan potencias del intervalo calcarenítico superiores a las del intervalo calciutítico y en algún caso (fig. III.28, TB-7) puede observarse el tránsito desde tramos slumpizados del talud inferior a CEPs calcareníticas primero y calcarenítico-calciutíticas después. En el basin plain distal en cambio, la frecuencia de estos episodios es menor y su contenido margoso es más elevado (TB-10, TB-12, TB-13 y TB-14).

DISTRIBUCION DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES, PALEOCORRIENTES Y PALEOGEOGRAFIA.

Aunque tal y como se ha señalado en el apartado III.1 los depósitos turbidíticos de litologías carbonatadas presentan escasas marcas de base, la práctica totalidad de las paleocorrientes medidad sitúan los aportes procedentes del S y del SW.

La distribución de las diversas asociaciones de facies (fig. III.40) no refleja en cambio de forma clara los datos indicados por las paleocorrientes y así las facies proximales (canalizadas o de talud inferior) están presentes tanto en el extremo SW como en la parte central de la Serra y en mucha menor medida en el extremo NE (base de la serie TB-14).

Esta distribución encuentra una explicación tanto en el caracter transgresivo o retrogradacional de las secuencias, como en la existencia de una paleotopografía que es modificada, continua y simultáneamente a la sedimentación (fig. III.41). El comportamiento mecánico de los flujos carbonatados determina la presencia y evolución de los depósitos puramente gravitacionales (slumps y sliding) cuya presencia como megaturbiditas o CEPs en los ambientes de basin plain caracteriza a los sedimentos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar.

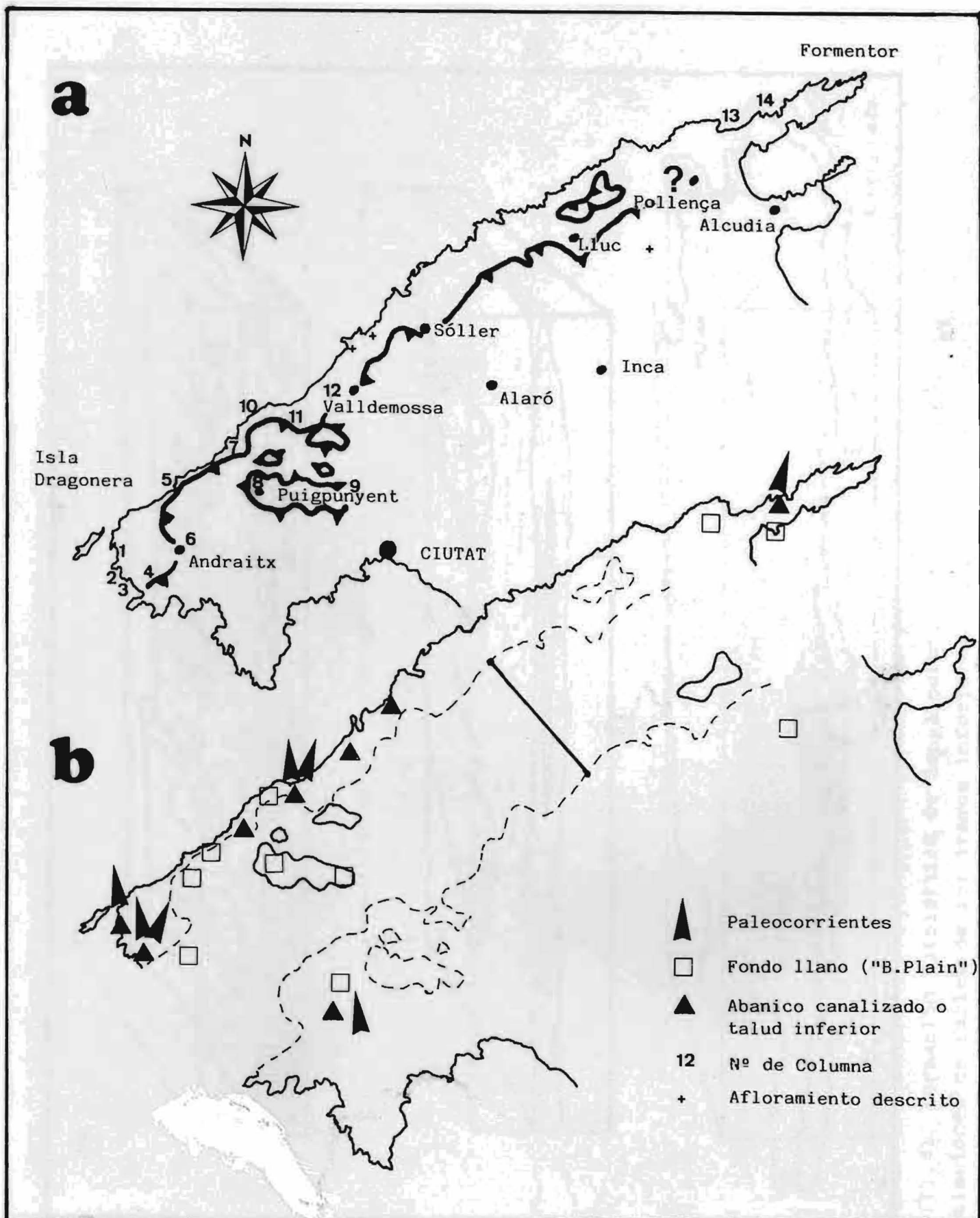


Fig. III.40 Formación Turbidítica de Banyalbufar. A) Distribución de series y afloramientos. B) Distribución de asociaciones de facies y paleocorrientes.

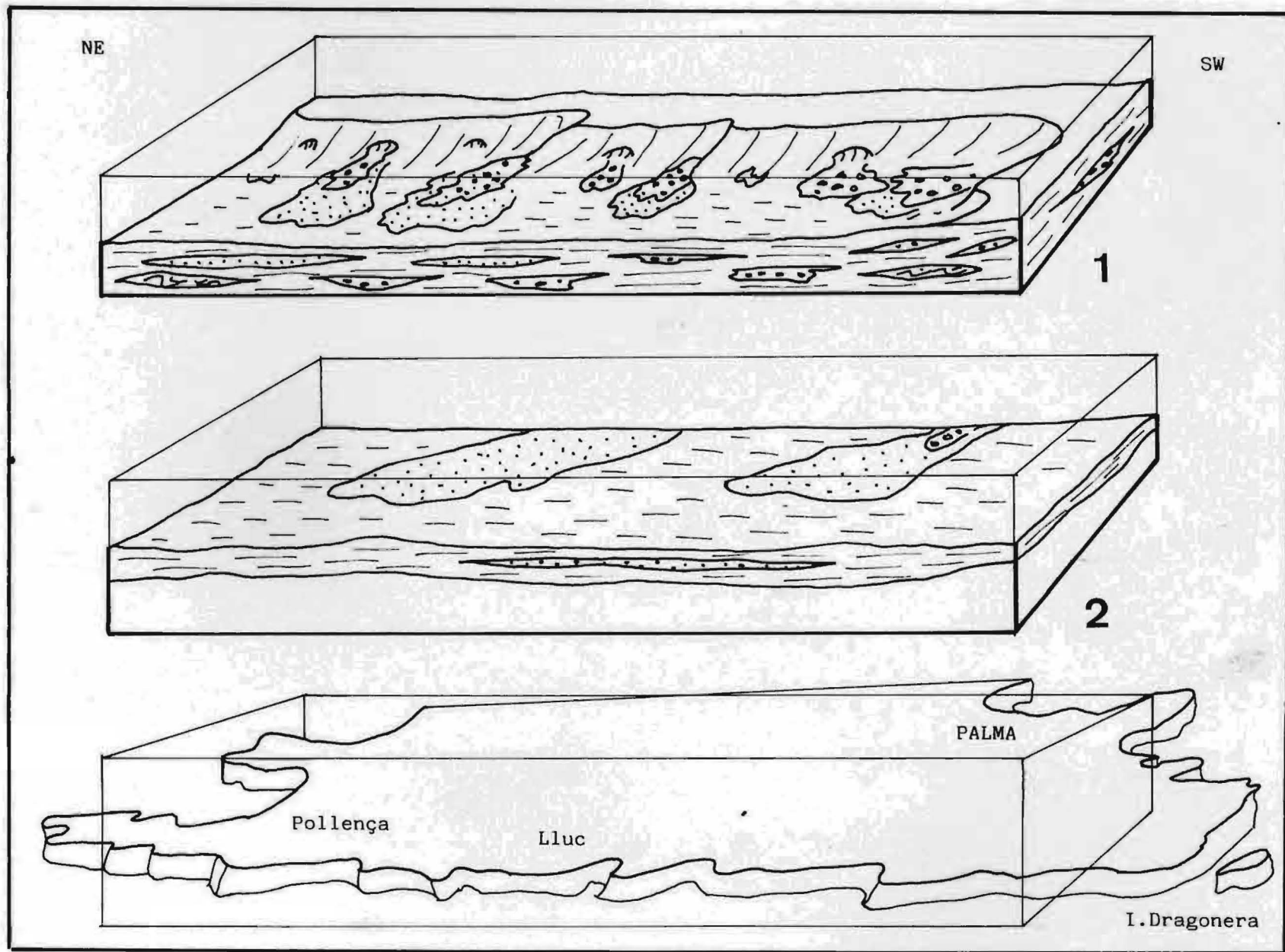


Fig. III.41 Formación Turbidítica de Banyalbufar. Reconstrucción paleogeográfica esquemática: 1) Asociaciones de facies de los tramos inferiores (Talud inferior y abanico canalizado). 2) Idem de los niveles superiores (Fondo llano con CEPs).

El estudio estratigráfico y sedimentológico realizado sobre los depósitos miocenos, junto con las cartografías de detalle levantadas en los afloramientos más significativos, aportan datos y plantean cuestiones que consideramos de interés para definir la disposición estructural de la Serra Nord.

El conocimiento de la serie local miocena ha permitido precisar algunos de los modelos estructurales ya definidos. En su conjunto se ratifican las interpretaciones sobre la estructura de la Sierra establecidas por FALLOT (1922), aunque se discute la jerarquización de las unidades intermedias o dudosas, al igual que ya hizo FALLOT. Así, la designación de nuevas unidades con igual categoría que las ya existentes que plantean ALVARO et al. (1984) no parece totalmente justificada.

En las descripciones realizadas en esta Memoria se observa (ver afloramientos de Ses Ortigues-Es Ratjolí-Sa Trapa y Es Port d'Es Canonge-Valldemossa) que la banda miocena que define el techo de la Serie I de FALLOT se continúa más allá de donde este autor suponía, lo que permite asignar a la Serie I gran parte de los depósitos del área de Sant Elm-Andraitx-Es Ratjolí-Sa Trapa. El autor francés no observó la continuación de los depósitos miocenos de Estellencs (Ca's Xocolater) hacia Ses Ortigues y Es Ratjolí, que a su vez enlazan con los de Sa Trapa.

En el sector de Es Port d'Es Canonge-Valldemossa puede observarse cómo los sedimentos miocenos se continúan por encima de la Brechas de Valldemossa desde Son Valentí hasta Es Port de Valldemossa. Esta disposición invalida, a mi entender, la separación de unidades que ALVARO et al. proponen en este área y que extienden hacia el NE y SW. El contacto tectónico en la base de la secuencia de brechas, caso de ser regional, puede en este contexto

adquirir una menor relevancia.

En el sector NE de la Sierra no hay, a nuestro criterio, separación neta entre las diversas unidades tectónicas propuestas, ya que no existe una diferenciación jerárquica clara en sus estructuras, o al menos no se refleja en los depósitos miocenos, en función de las unidades propuestas (FALLOT, 1922; ALVARO et al., 1984).

En cuanto a la deformación de los depósitos miocenos de la Sierra puede apreciarse en las descripciones realizadas el predominio de los pliegues en ambos extremos de la Serra y de la escamación en el área central. En efecto, en la zona de Sant Elm, en Cala d'Egos y en Es Ratjolí pueden observarse depósitos miocenos plegados. En Sant Elm y Cala d'Egos (fig. II.10 y 16) los pliegues presentan una dirección SW-NE mientras que en Es Ratjolí (fig. II.27) puede observarse cómo un pliegue de dirección SW-NE adquiere hacia el NE una dirección transversal a la Serra, es decir NW-SE. En S'Esclop (fig. II.10 y 32), ya en la Serie II de FALLOT (1922), los depósitos miocenos están afectados por un pliegue de dirección NW-SE, también transversal a las alineaciones de la Serra.

En el extremo NE de la Serra de Tramuntana los depósitos miocenos también están plegados y las direcciones de plegamiento son NE-SW con vergencia al NW y flancos SE verticales o ligeramente invertidos y en ocasiones cabalgados (afloramientos de Cala Castell, Cala Bòquer y Cala Figuera). En este extremo de la Serra, los depósitos que se hallan a techo de la serie II (Fartaritx) se encuentran imbricados en escamaciones a diferencia de lo que sucedía en S'Esclop.

En el centro de la Serra, en Deià, se ha podido observar el tránsito de una estructura imbricada a una plegada (fig. II.51 y IV.1) por medio de una estructura del tipo tip point (ELLIOT, 1976). Las dimensiones de esta estructura

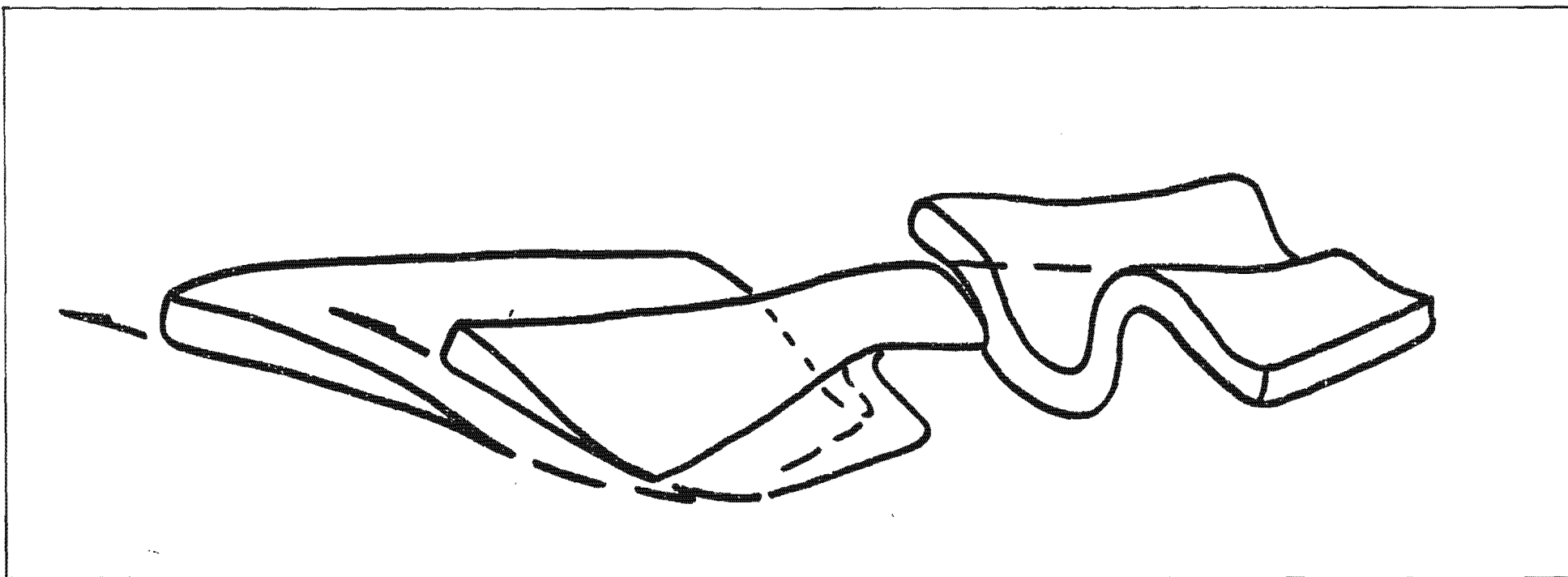


Fig. IV.1 Esquema estructural de esl área de Els Picons. Obsérese la evolución lateral de un pliegue hacia un área imbricada. Las flechas de cabalgamiento apuntan hacia el NW (ver esquema cartográfico en la fig. II.51).

le confieren muy probablemente un caracter local, y se enmarca entre dos zonas: Es Castellar-Deià (fig. II.46 y 50) y Lluc Alcari (fig. II.55) profundamente escamadas. En la última área citada los sedimentos miocenos se disponen en el techo de hasta cinco escamas tectónicas, todas ellas situadas bajo la masa de Es Teix (fig. II.57).

En la zona de Binis (fig. II.63) se observa la evolución lateral de un conjunto de escamas (duplex) situados en la base del Puig Major. En el Collado de Binis y en el de Els Cardscollers pueden definirse hasta cuatro *horses* a techo de los cuales se disponen afloramientos del Mioceno; hacia el NE se observa cómo los contactos tectónicos se fusionan entre sí constituyendo un solo cabalgamiento (fig. IV.2). Estructuras semejantes se reconocen en el área de Lluc-Puig Roig (fig. II.67) donde se diseña al igual que en Binis un hinterland dipping duplex (de BOYER y ELLIOT, 1982).

La deformación de los materiales miocenos de la Serra Nord, así descrita, sugiere la existencia de una zona central en la que predomina el apilamiento de escamas de varios órdenes de magnitud que constituirían un thrust system complejo con participación de duplex.

Lateralmente el estilo de deformación evoluciona y aún manteniéndose las escamaciones se observa que hacia NE y SW se encuentran zonas plegadas. Al SW los pliegues cambian de dirección y se adaptan a los frentes de cabalgamiento que se amortiguan progresivamente. Al NE se observa también la sustitución de las escamas por pliegues sin que de momento se hayan observado cambios de dirección en las estructuras. No obstante, en la zona de Son Fe y Alcudia hay direcciones anormales (transversales a la Serra) cuya relación con los pliegues de Formentor no ha sido observada (fig. IV.3).

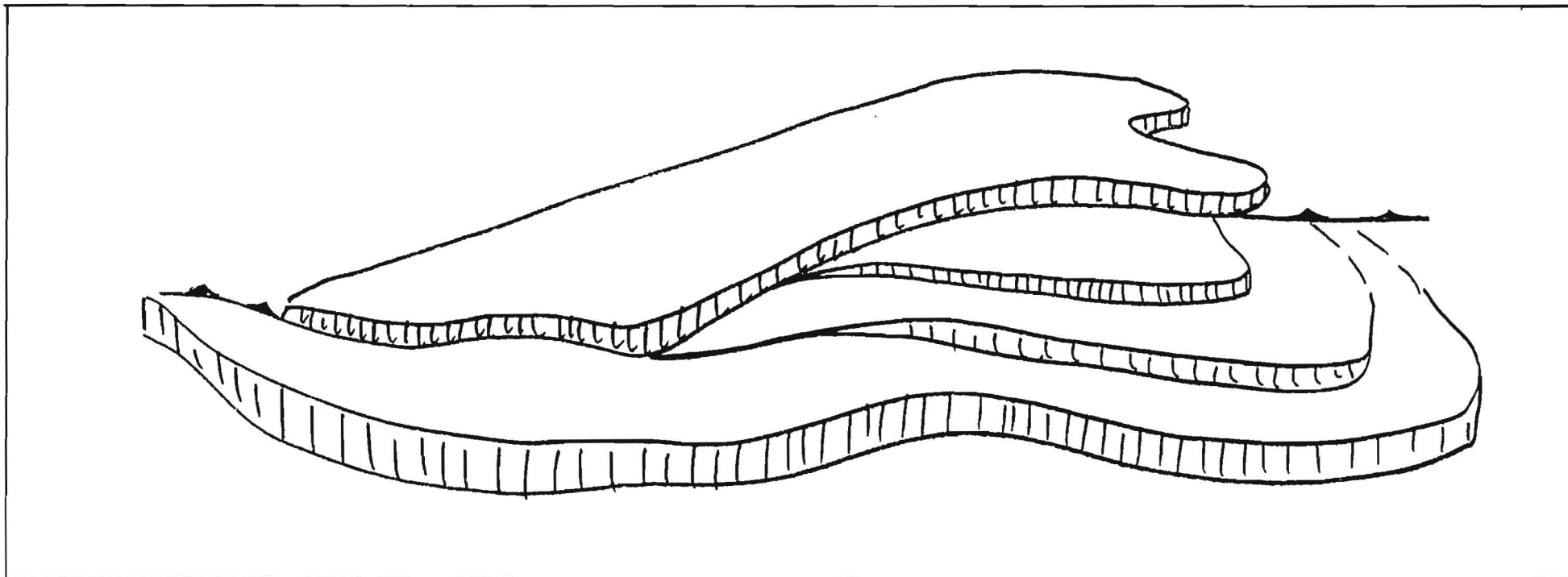


Fig. IV.2 Disposición estructural del área de Binis. Las escamas presentan una vergencia al NE (ver esquema cartográfico en la fig. II.63).

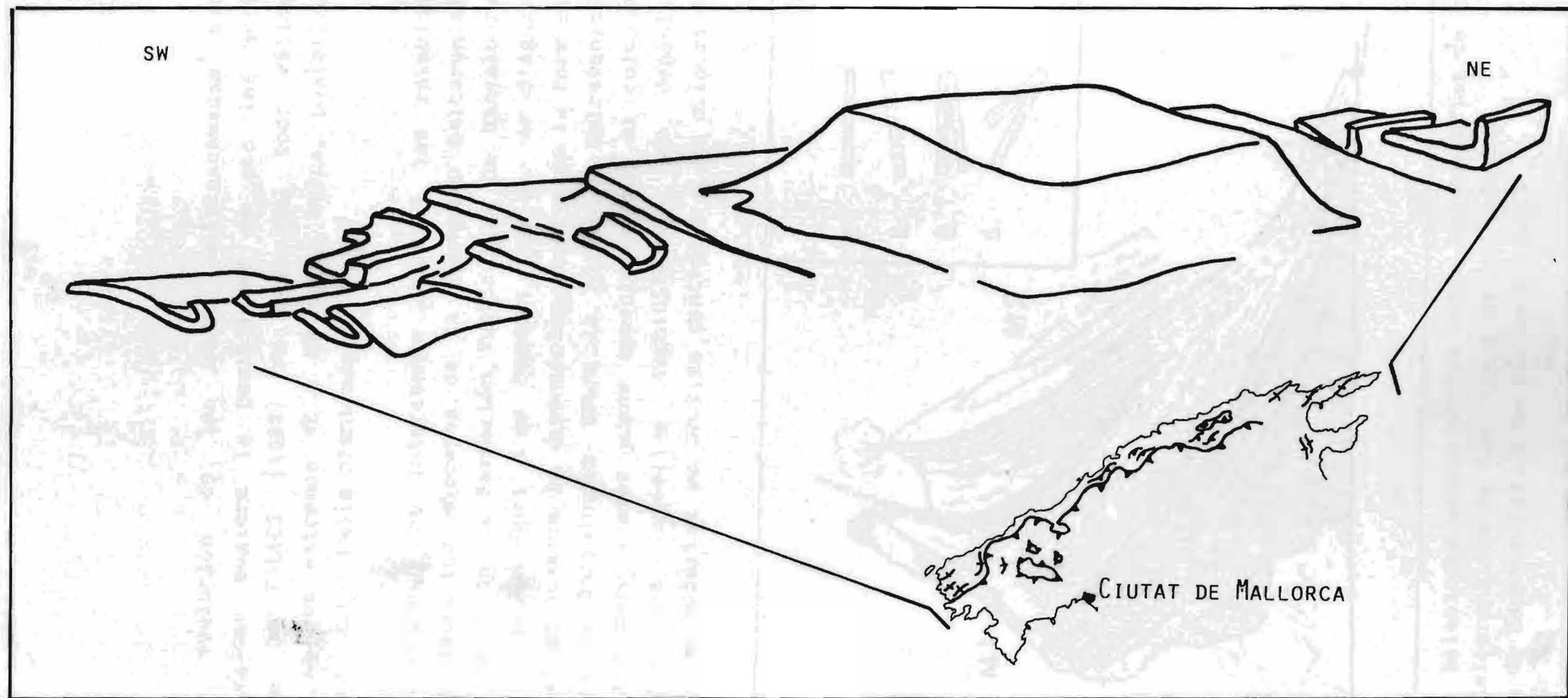


Fig. IV.3 Esquema de la disposición estructural de los depósitos miocenos de la Serra Nord.

Esta evolución de las zonas multiescamadas hacia zonas plegadas sugiere la posibilidad de que las Series Tectónicas de FALLOT (1922) no sean del todo válidas, al menos en los extremos NE y SW de la Serra, posibilidad que ya dicho autor había planteado.

Evolutivamente es interesante observar las relaciones entre los depósitos miocenos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm y de la Formación Turbidítica de Banyalbufar. En el área de Es Port d'Es Canonge (Es Bec de S'Aguila) (fig. IV-4) se observa la disposición erosiva de la Formación Turbidítica de Banyalbufar sobre la Formación Calcarenítica de Sant Elm pero además puede apreciarse que si colocamos horizontales los depósitos turbidíticos, los depósitos de plataforma buzarían en sentido contrario a su disposición actual.

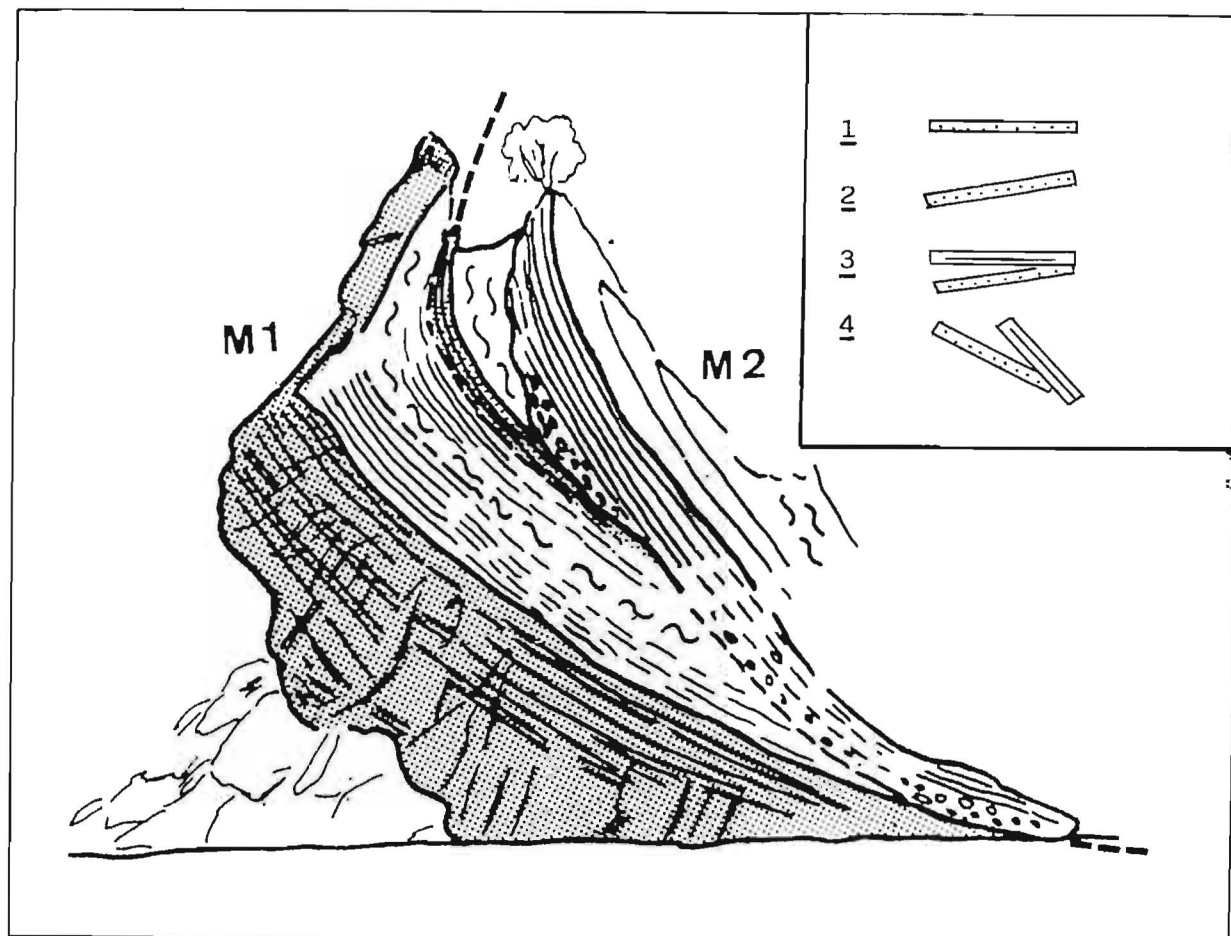


Fig. IV.4 Relaciones estructurales entre los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm y de la Formación Turbidítica de Banyalbufar en Es Bec de S'Aguila.

Este dispositivo implica un basculamiento de los depósitos de la Formación Calcarenítica de Sant Elm previo a la deposición de los materiales de la Formación Turbidítica de Banyalbufar y otro basculamiento en sentido contrario sincrónico o posterior a la sedimentación turbidítica. En este sentido ha de señalarse que en el análisis microestructural realizado en este área (ver RODRIGUEZ-PEREA, 1981) no se observan estructuras superpuestas excepto en un solo caso, siendo dudoso incluso éste.

Una explicación congruente con estos datos sería la existencia de comportamientos diversos en las fracturas que controlan la sedimentación turbidítica de este área (fig. II.37 y IV.5). Así puede aventurarse un juego inicial de desgarre dextro normal que posibilitaría el hundimiento de la plataforma sobre la que se sedimentaba la Formación Calcarenítica de Sant Elm y generaría el marco turbidítico y una actuación posterior como desgarre dextro inverso que sería congruente con la compresión post-Langhiense que emplaza los mantos de corrimiento, estructurando la Serra.

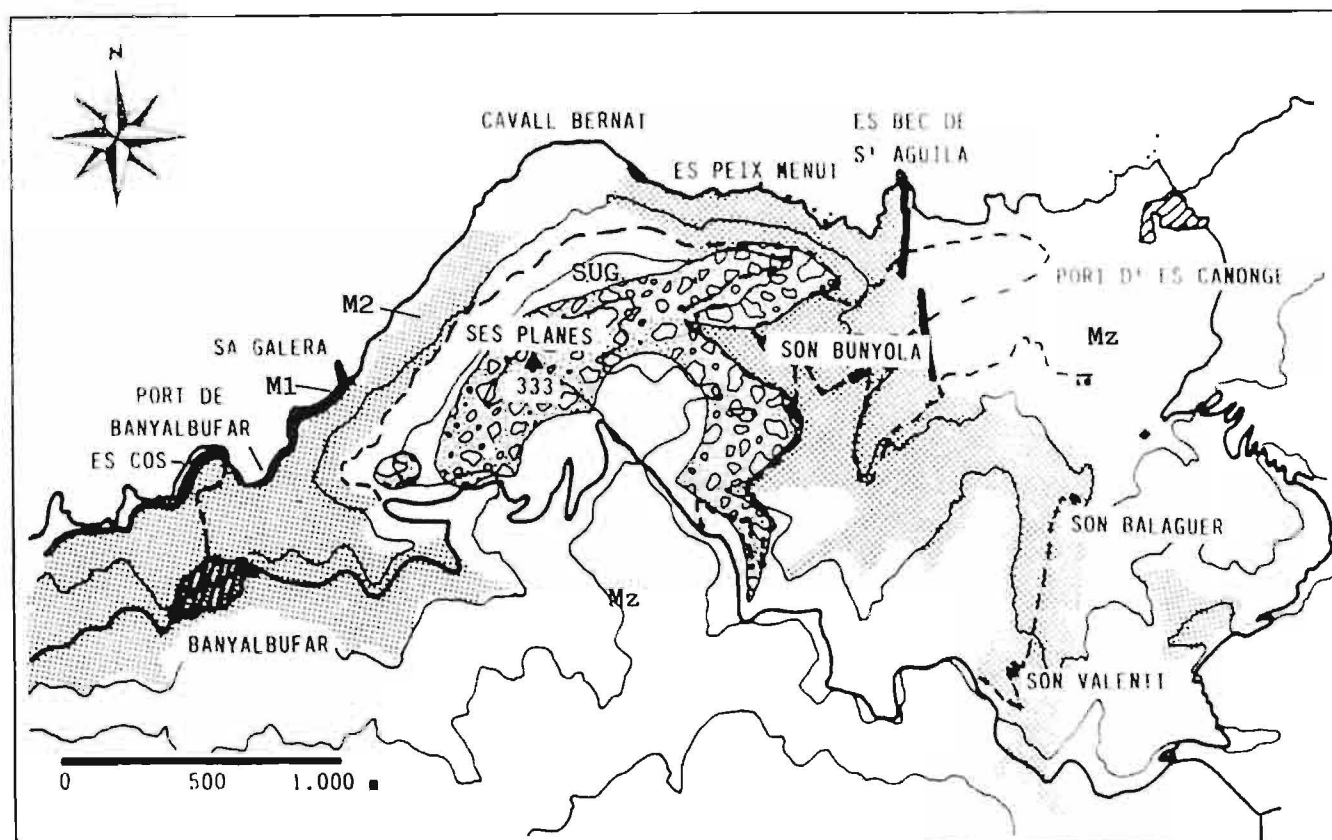


Fig. IV.5 Cartografía esquemática del área Banyalbufar-Es Port d'Es Canonge.

Aparte del análisis microestructural realizado por RODRIGUEZ-PEREA (1981) en Es Port d'Es Canonge en el que se define una dirección de compresión $Z = 104^\circ$ se ha intentado determinar la dirección de compresión en los afloramientos de Sant Elm: Los datos, escasos, pueden señalar una dirección de compresión $Z = 149^\circ$ aunque su bajo número limita su significación (fig. IV.6).

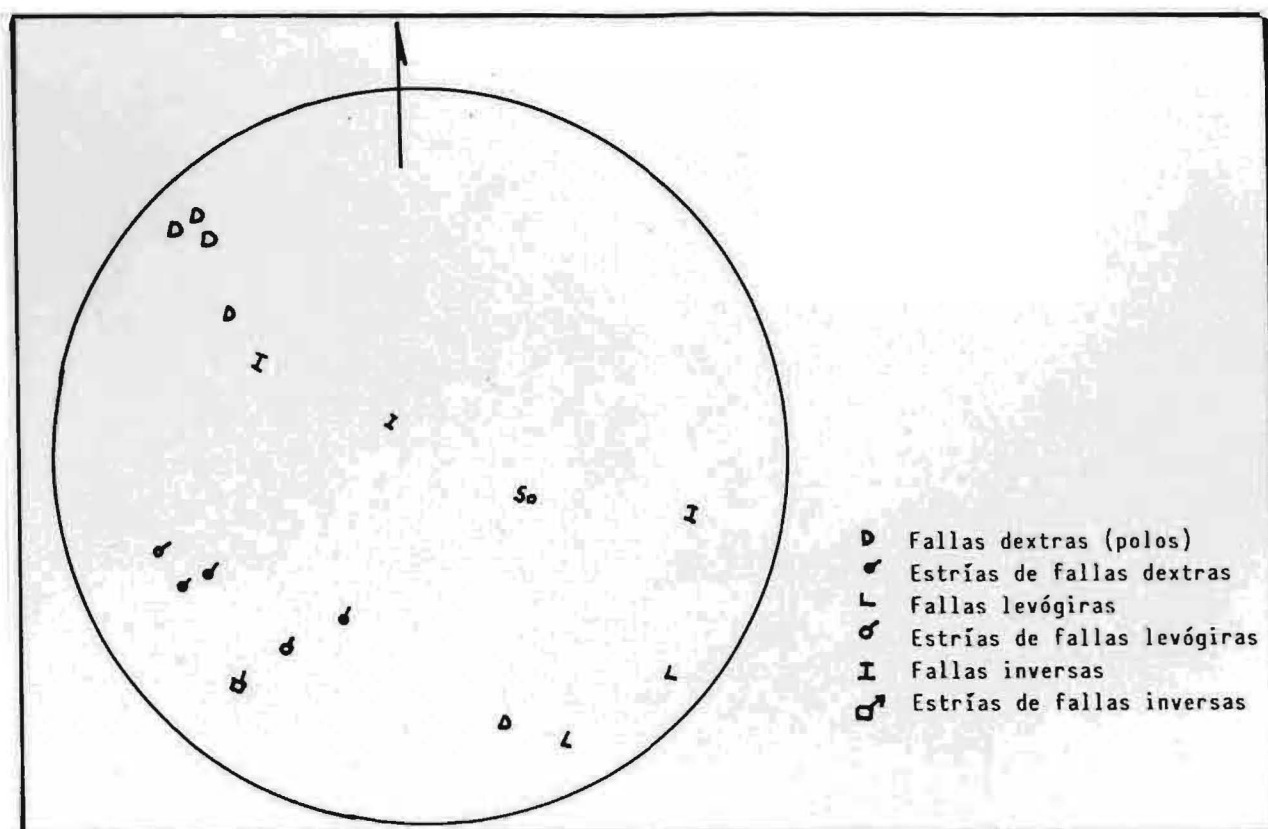
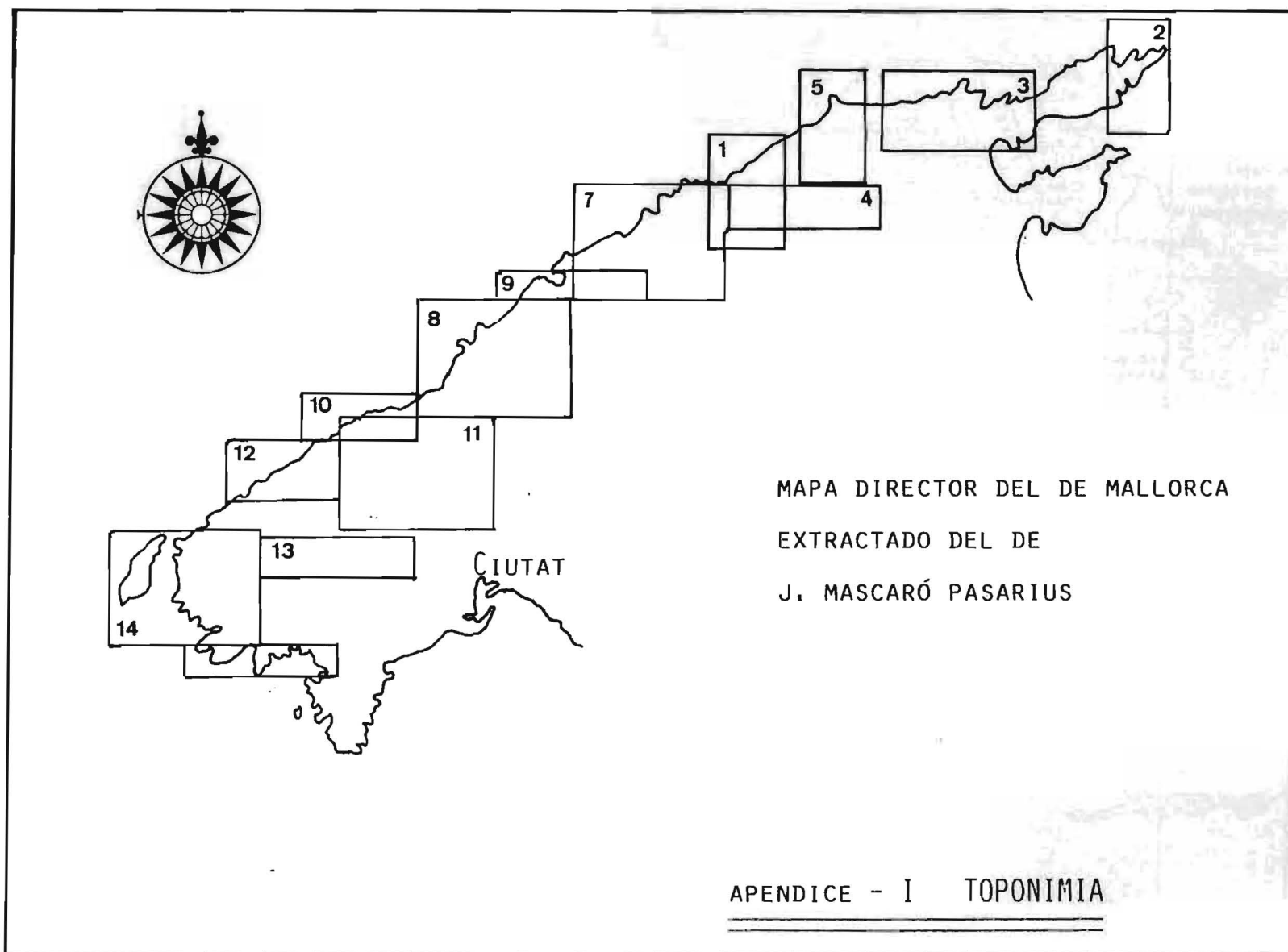
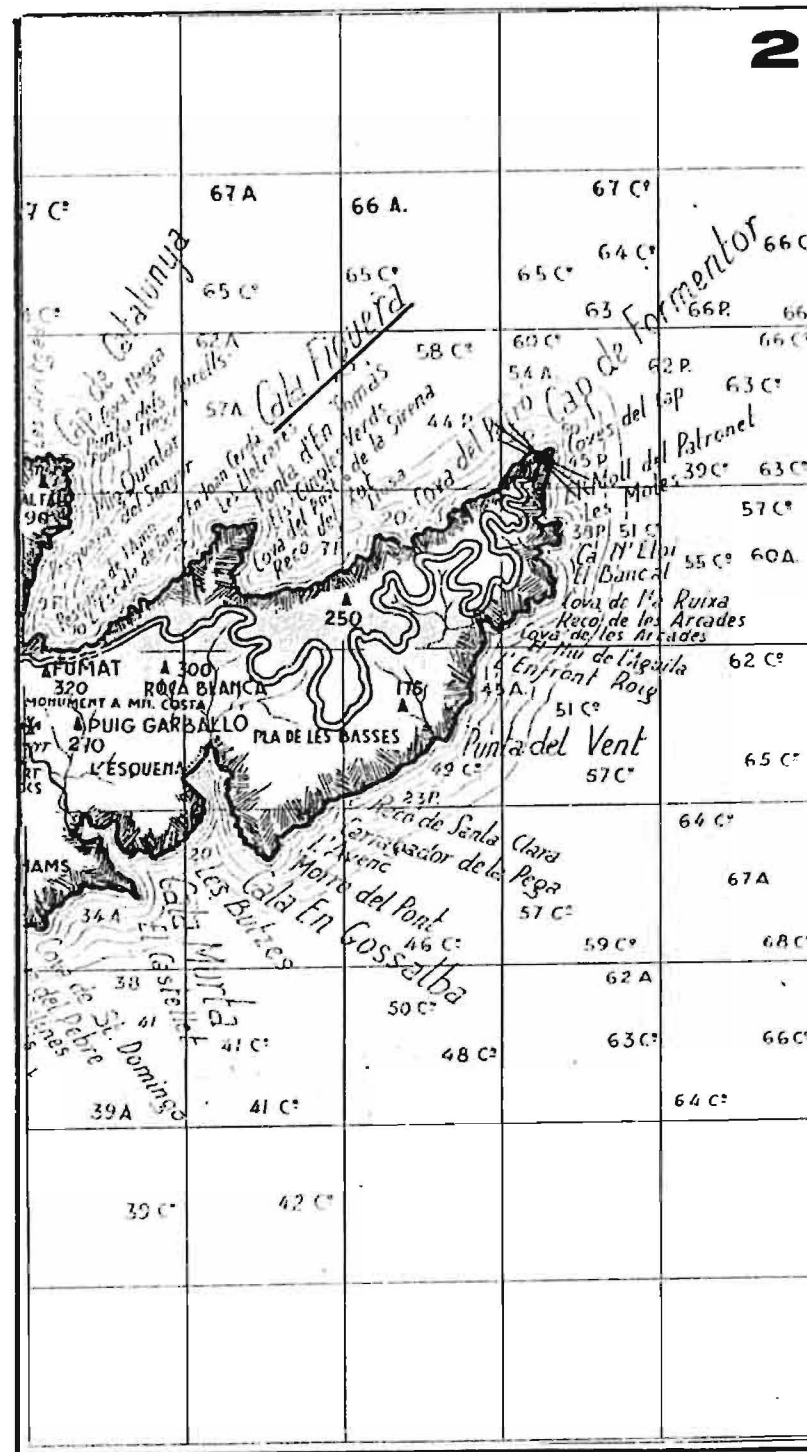
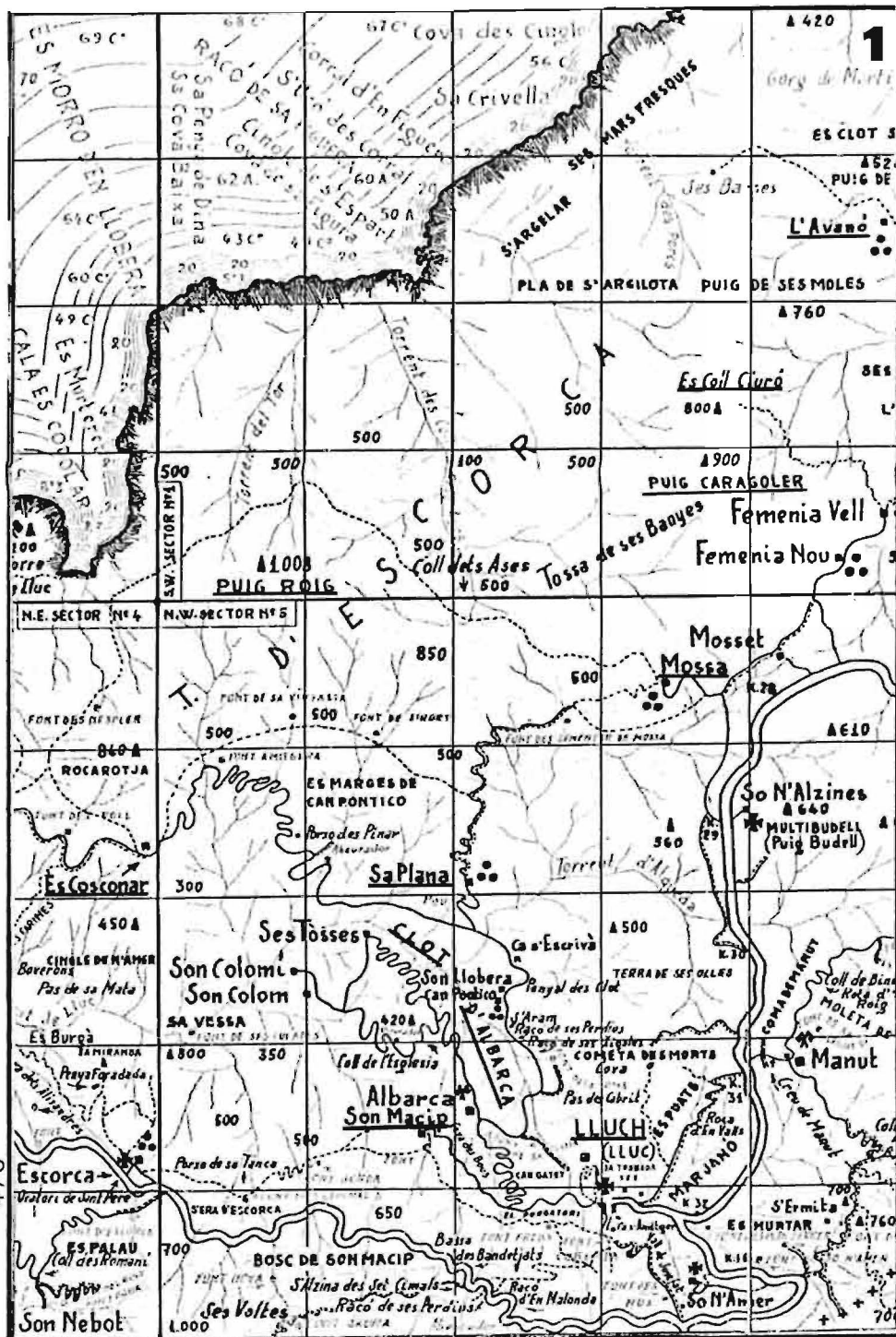


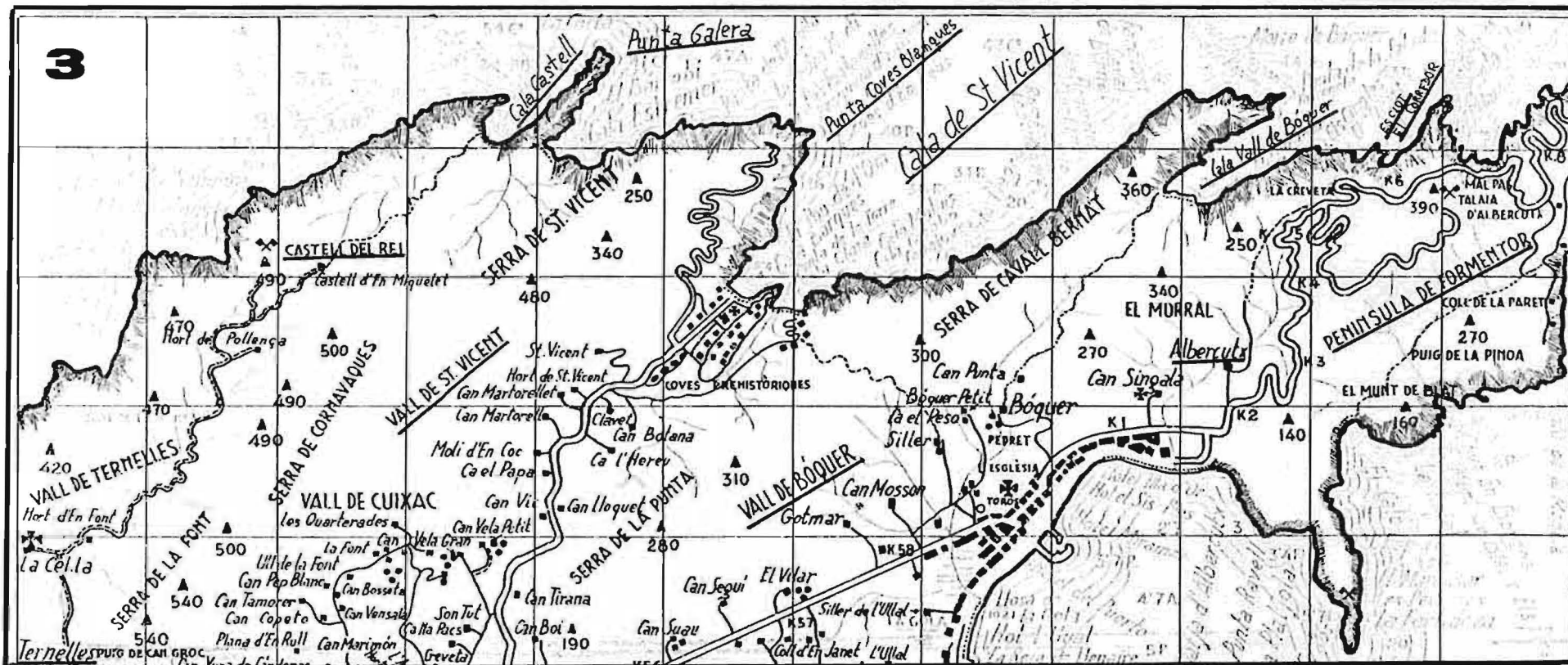
Fig. IV.6 Datos estructurales de los afloramientos de Sant Elm

Las direcciones de pliegues y las estrías de falla medidas en diversos puntos de la Serra de Tramuntana confirman también la dirección de la compresión post-Langhiense y su vergencia hacia el NW, tal y como ya señaló FALLOT en 1922.



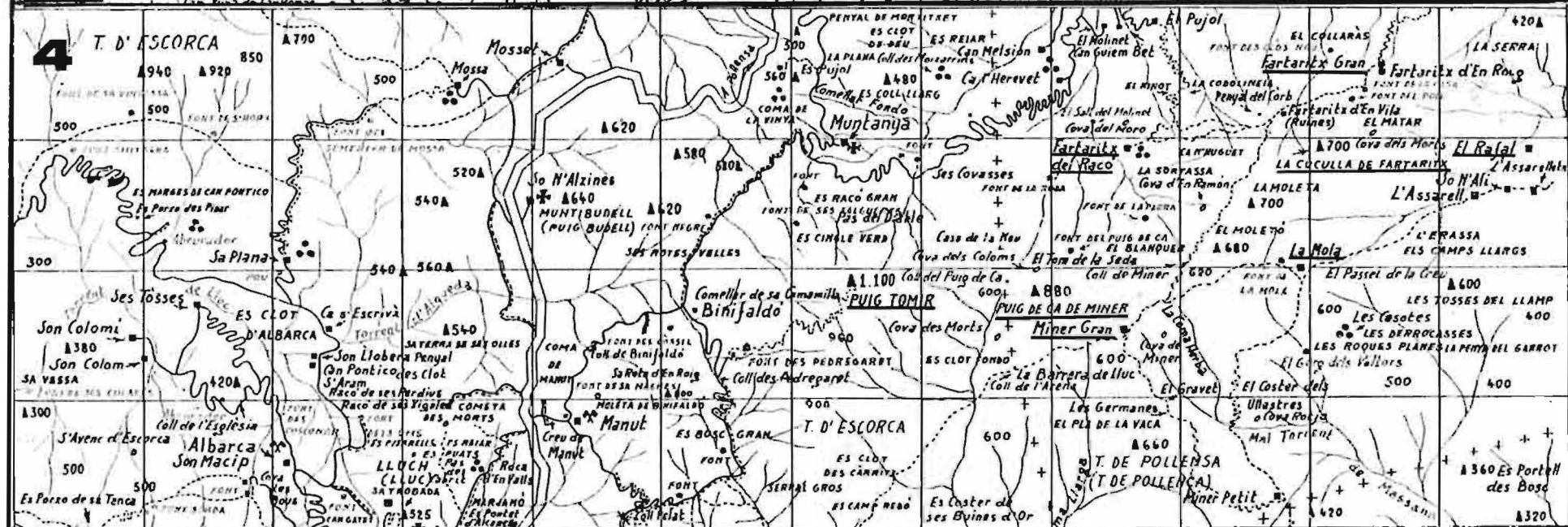


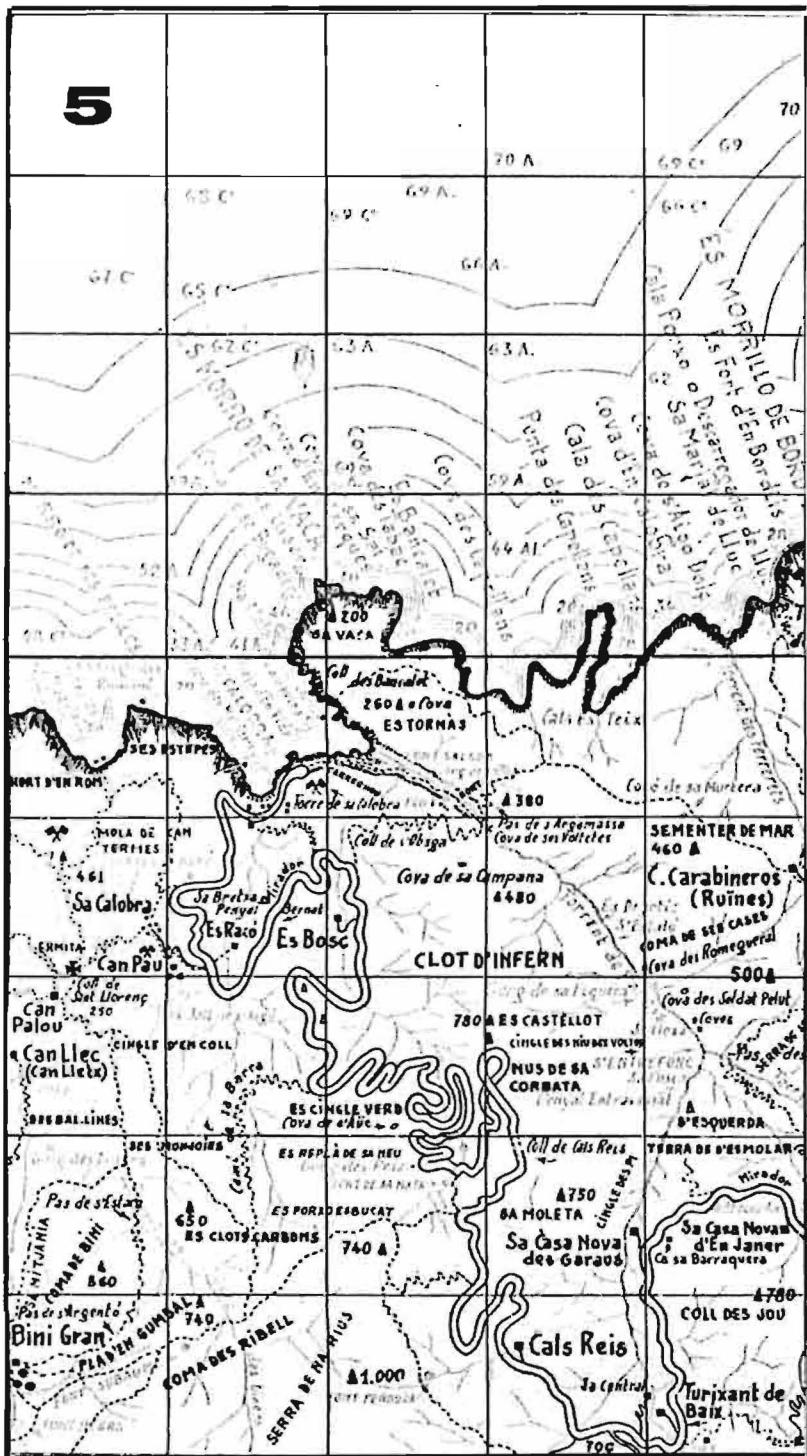
3

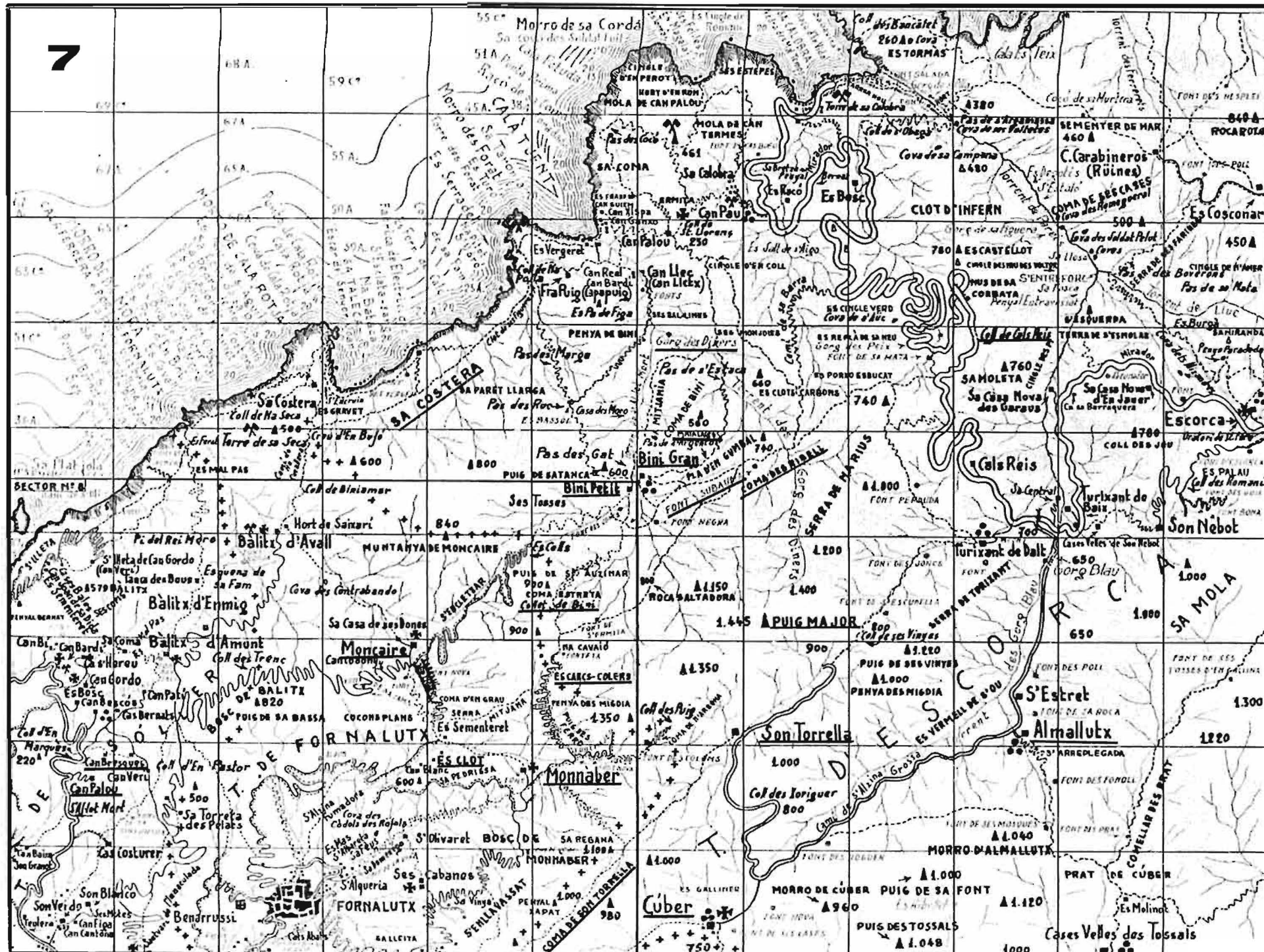


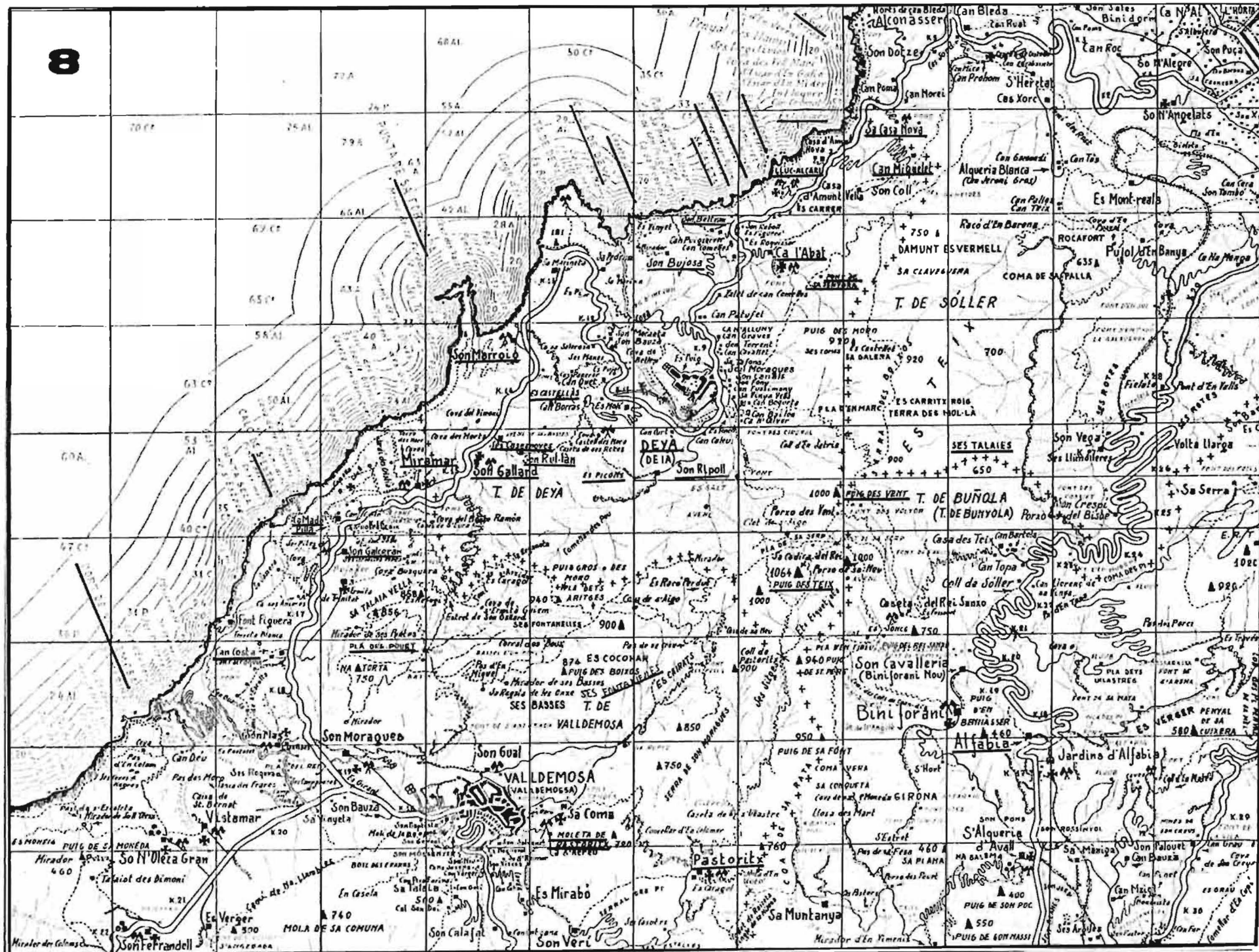
4

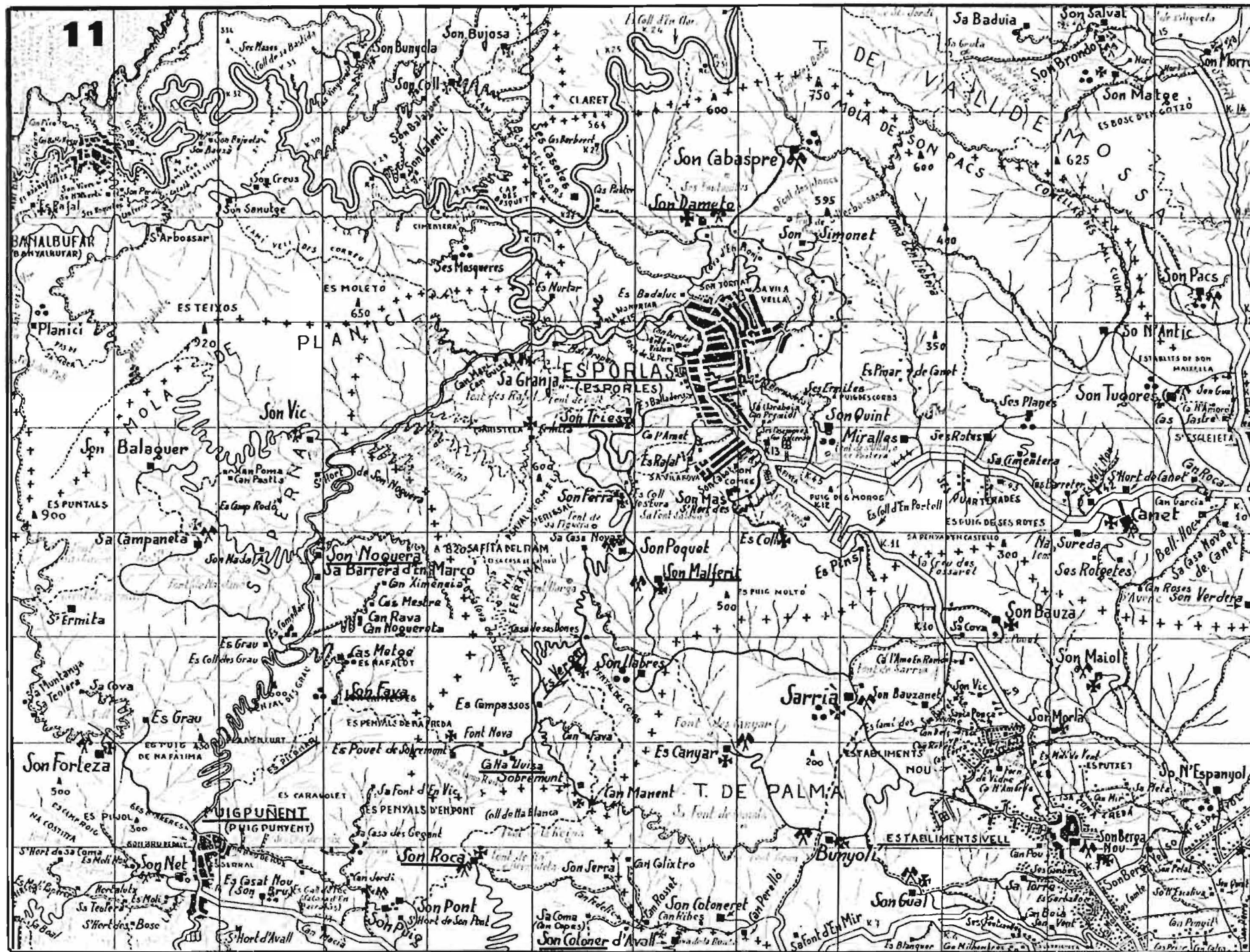
T. D' ESCORCA

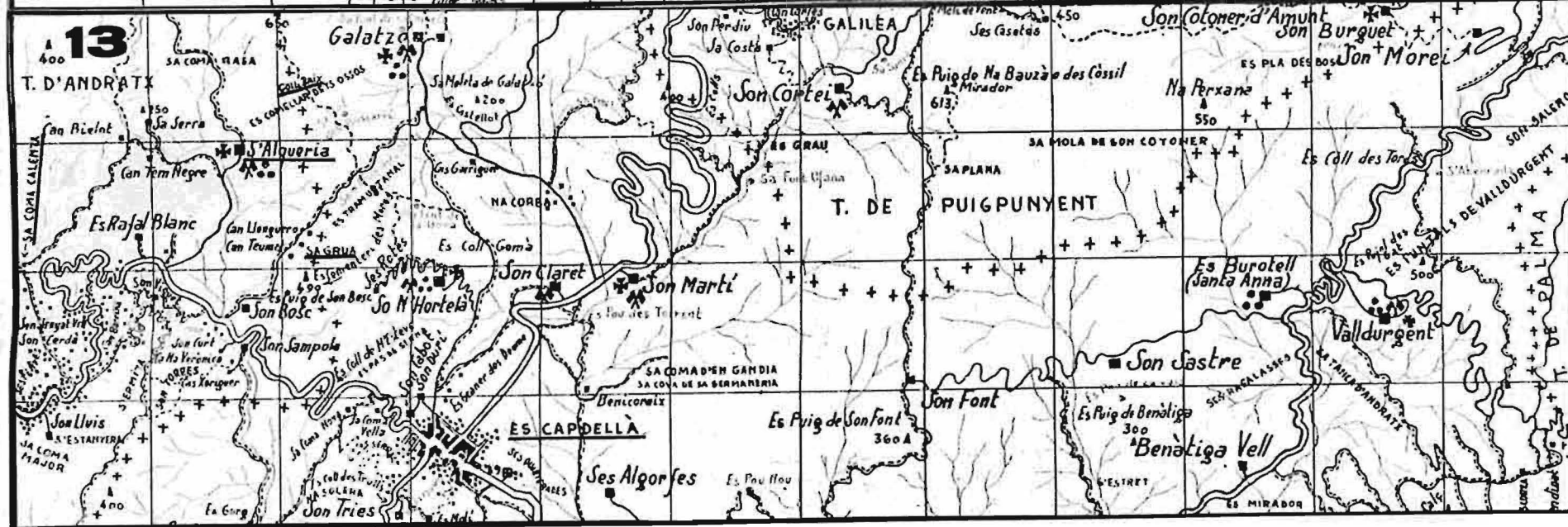


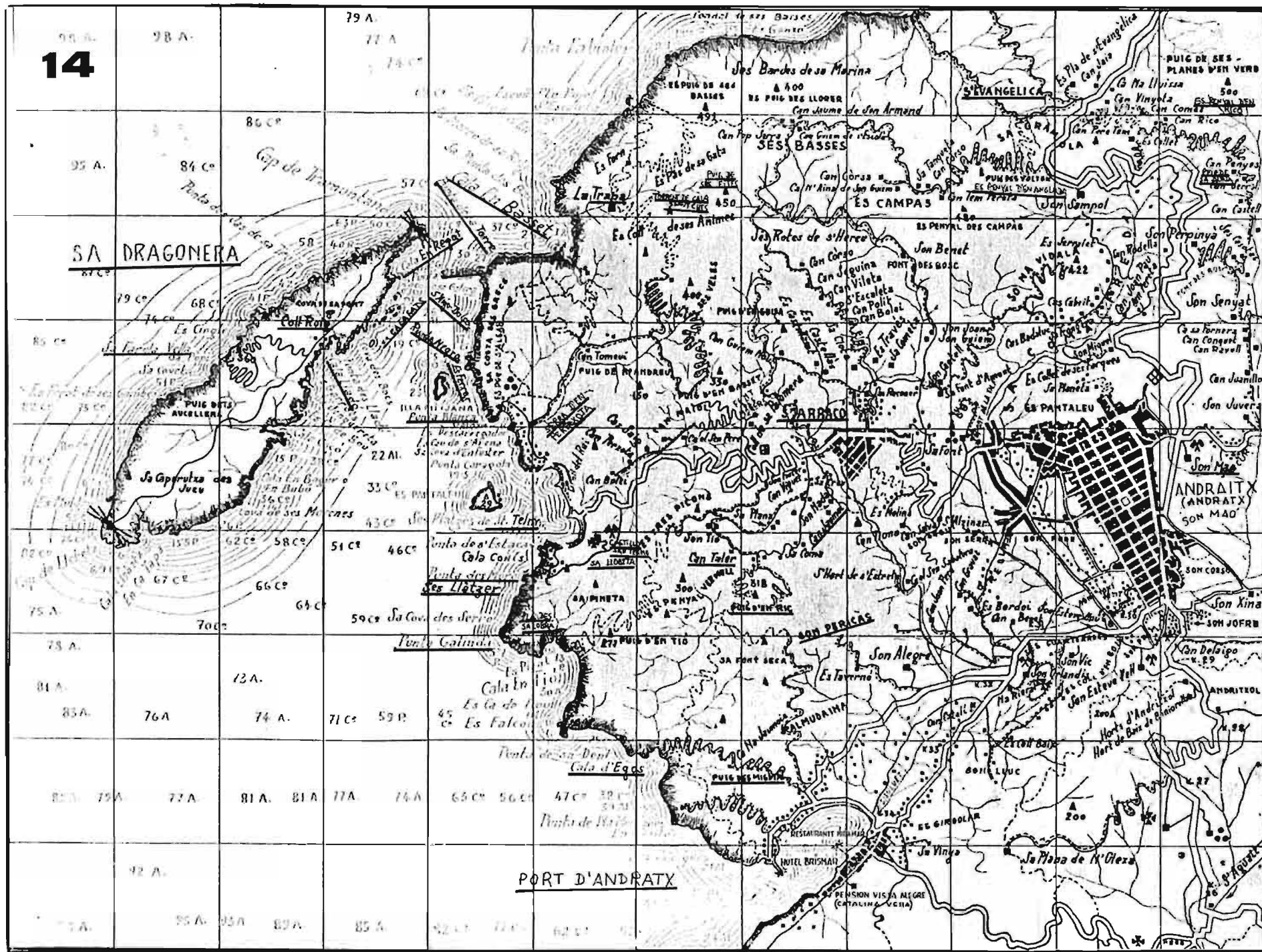




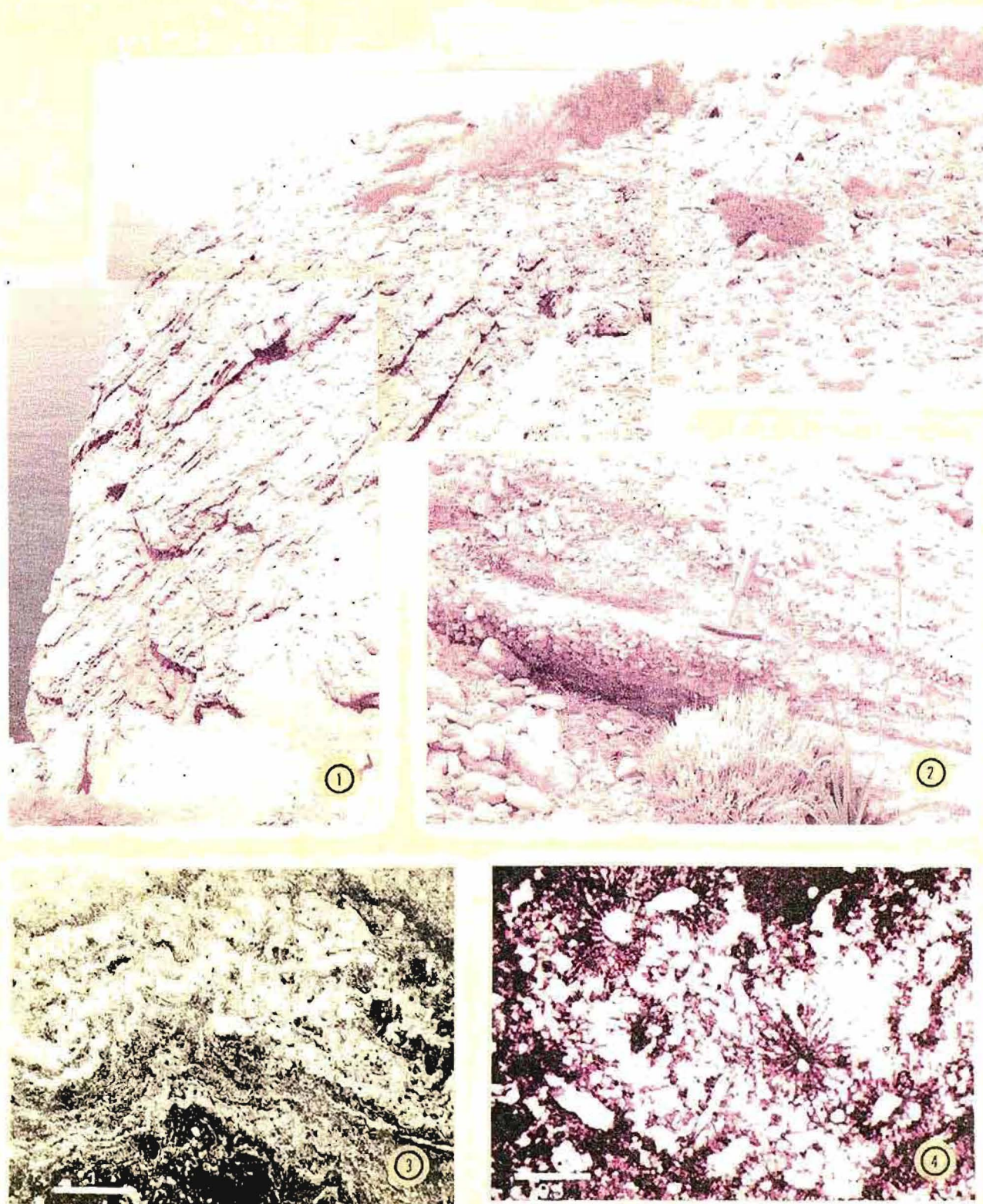




[illegible]



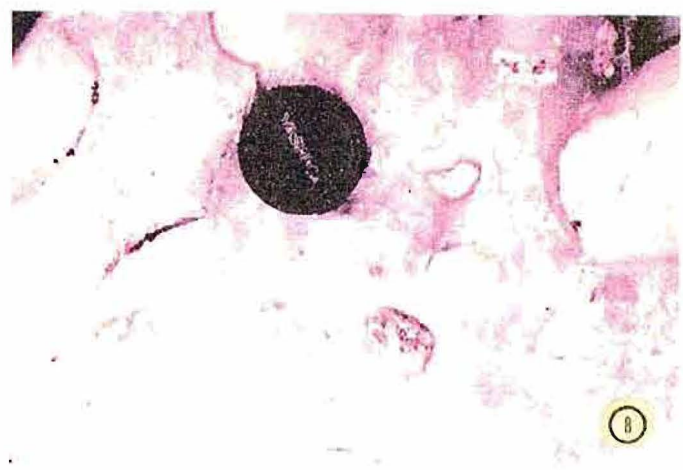
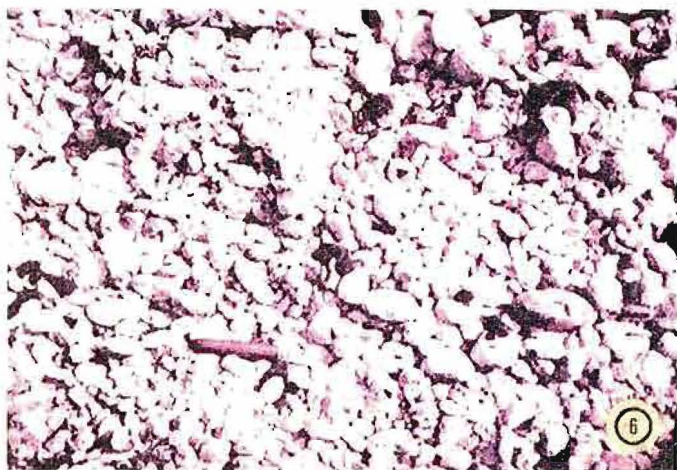
APENDICE - II L A M I N A S



LAMINA I

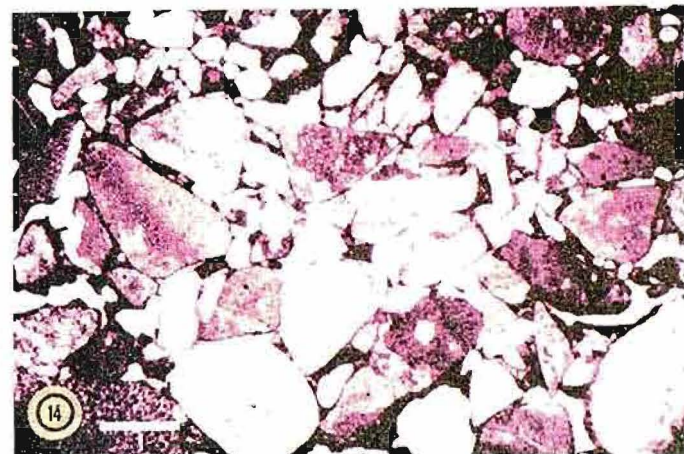
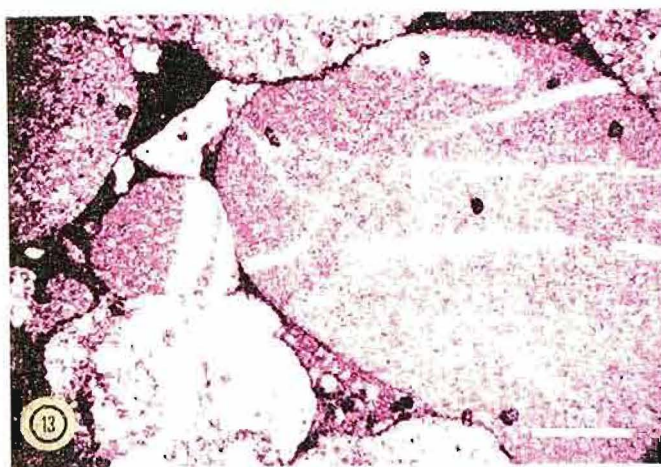
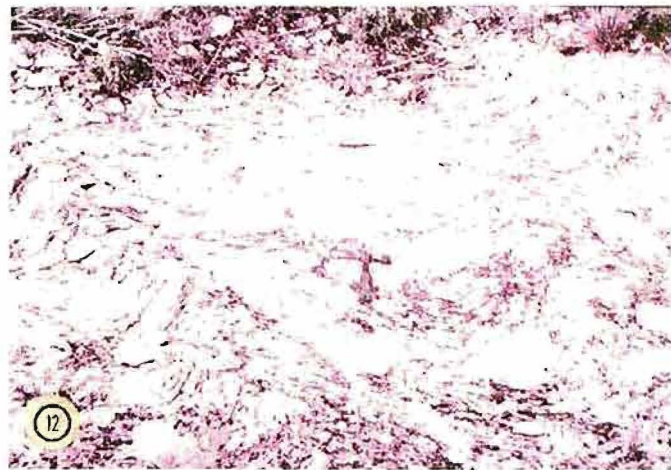
Foto 1: Sección transversal de los depósitos de la Unidad Roja Inferior en Na Foradada. Foto 2: Secuencias de cantos y gravas de la misma unidad. Foto 3: Laminaciones atribuibles a caliches (M-191-NX) serie CSE-3 Port de Valldemossa. Foto 4: Estructuras cilíndricas atribuibles a estructuras del tipo Microcodium (-686-1-NII) Na Foradada Unidad Roja Inferior.

NOTA: Las escalas de las microfotografías se expresan en milímetros.



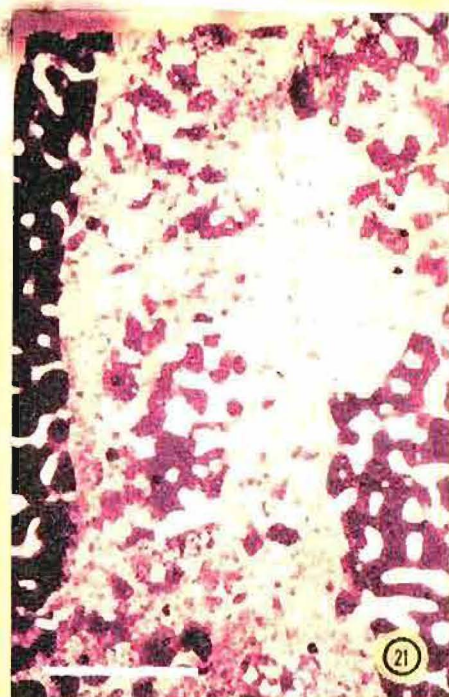
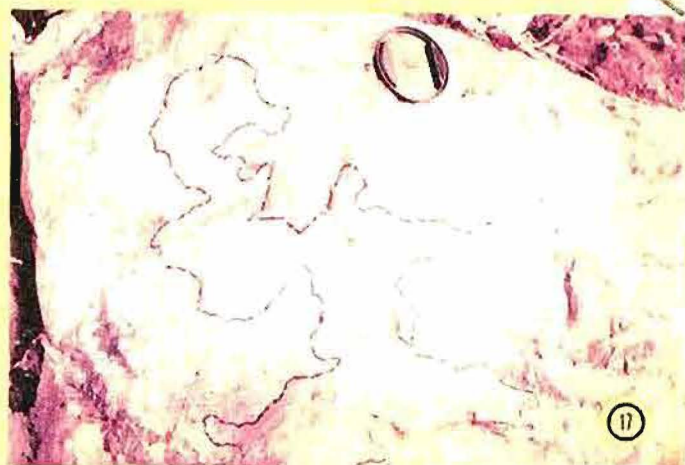
LAMINA II

Foto 5: Fm. CSE. Afloramientos del Puig Roig-NW. Relleno de canal erosionado sobre depósitos mesozoicos. Los niveles discordantes superiores son de carácter para-arrecifal (ver Fig. II.72, Foto 6: Detalle de los conglomerados sin matriz del relleno del canal de la foto 5, Foto 7: Fm. CSE. Afloramientos de Es Matalassos. Alternancia de niveles de brechas (en la foto tramo homogéneo) y de conglomerados. Foto 8: Detalle de los conglomerados de la foto 7. Obsérvense las perforaciones por litificación, el redondeamiento y la abundante matriz (ver Fig. II.64). Foto 9: Fm. CSE. Depósitos conglomeráticos y calcareníticos sublitorales de St. Elm - Punta de S'Enfront. El bloque subredondeado mide más de 2m. Foto 10: Detalle de los depósitos canalizados de Punta de S'Enfront. (ver Fig. II.21).



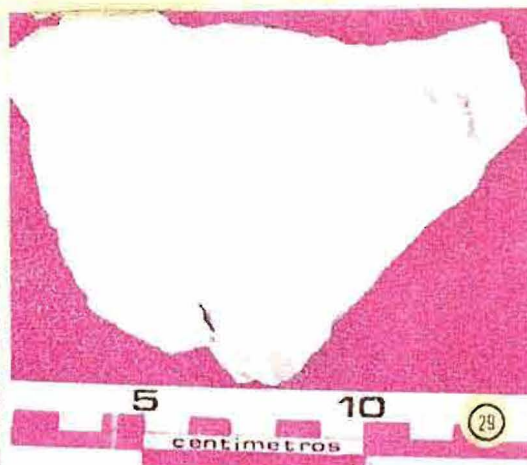
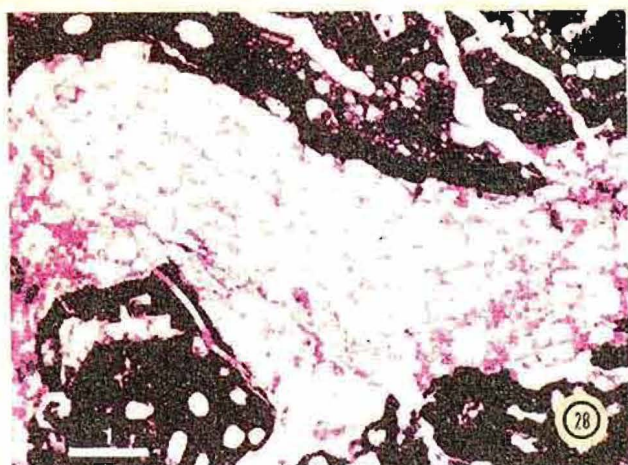
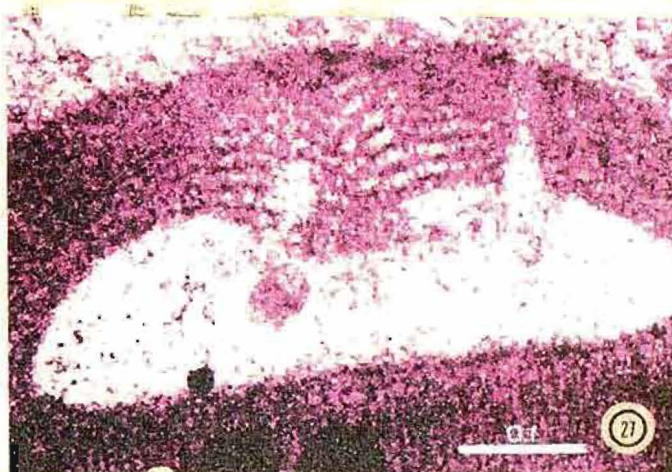
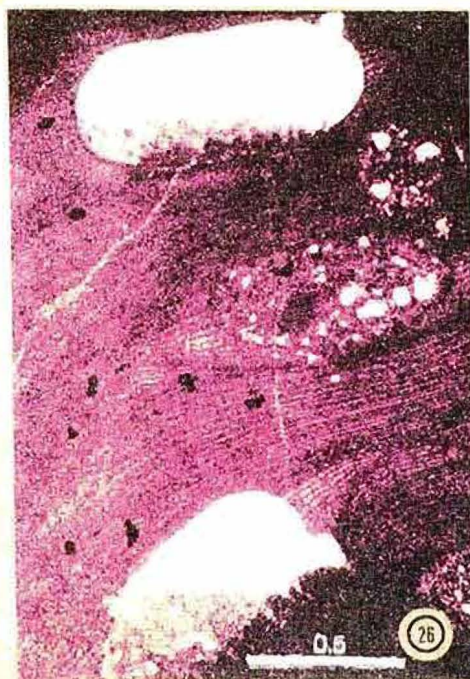
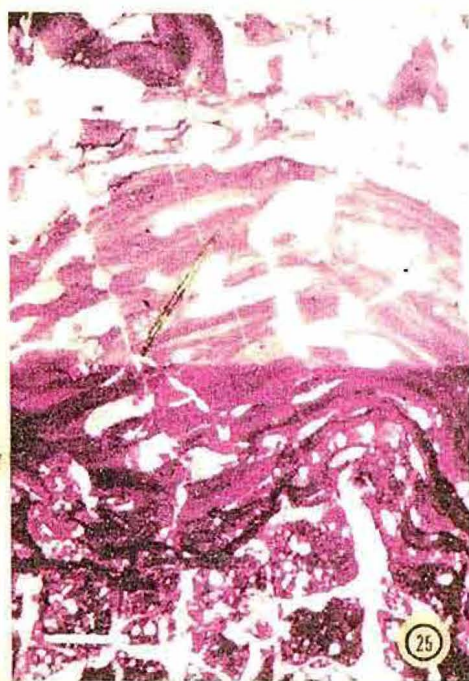
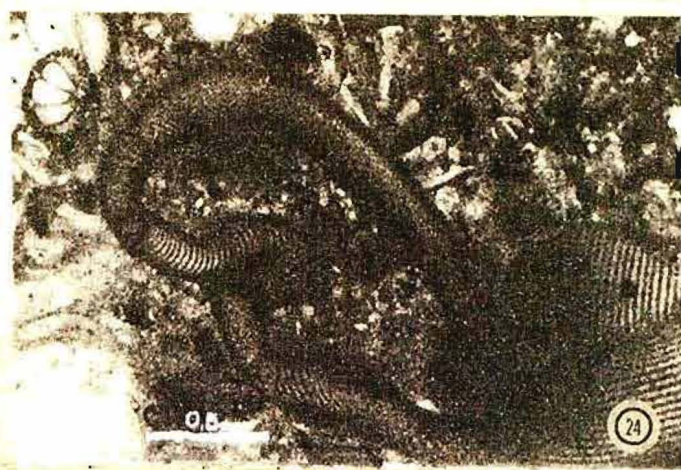
LAMINA III

Foto 11: Fm. CSE. Es Ratjoll. Muestra de mano de las calcarenitas con antidunas. Obsérvase las estructuras tipo "partings lineations" (ver Fig. II.29). Foto 12: Aspecto general de las estructuras tipo antiduna en Es Ratjoll. Foto 13: Fm. CSE. Conglomerados bien rodados con interpenetración de cantos. M-2793-NII. Lluç. Foto 14: Conglomerados subredondeados sin matriz. Fm. CSE. Carretera de Lluç a Sa Calobra. M-2267 NII. Obsérvase el cemento tipo menisco. Foto 15: Fm. CSE. Bioturbaciones en los niveles calcareníticos. La flecha indica una fonita atribuible a equínidos. Foto 16: Fm. CSE. Amalgamación de niveles gradados calcareníticos "Lame" de Ca Na Lluçsa. Puigpunyent.



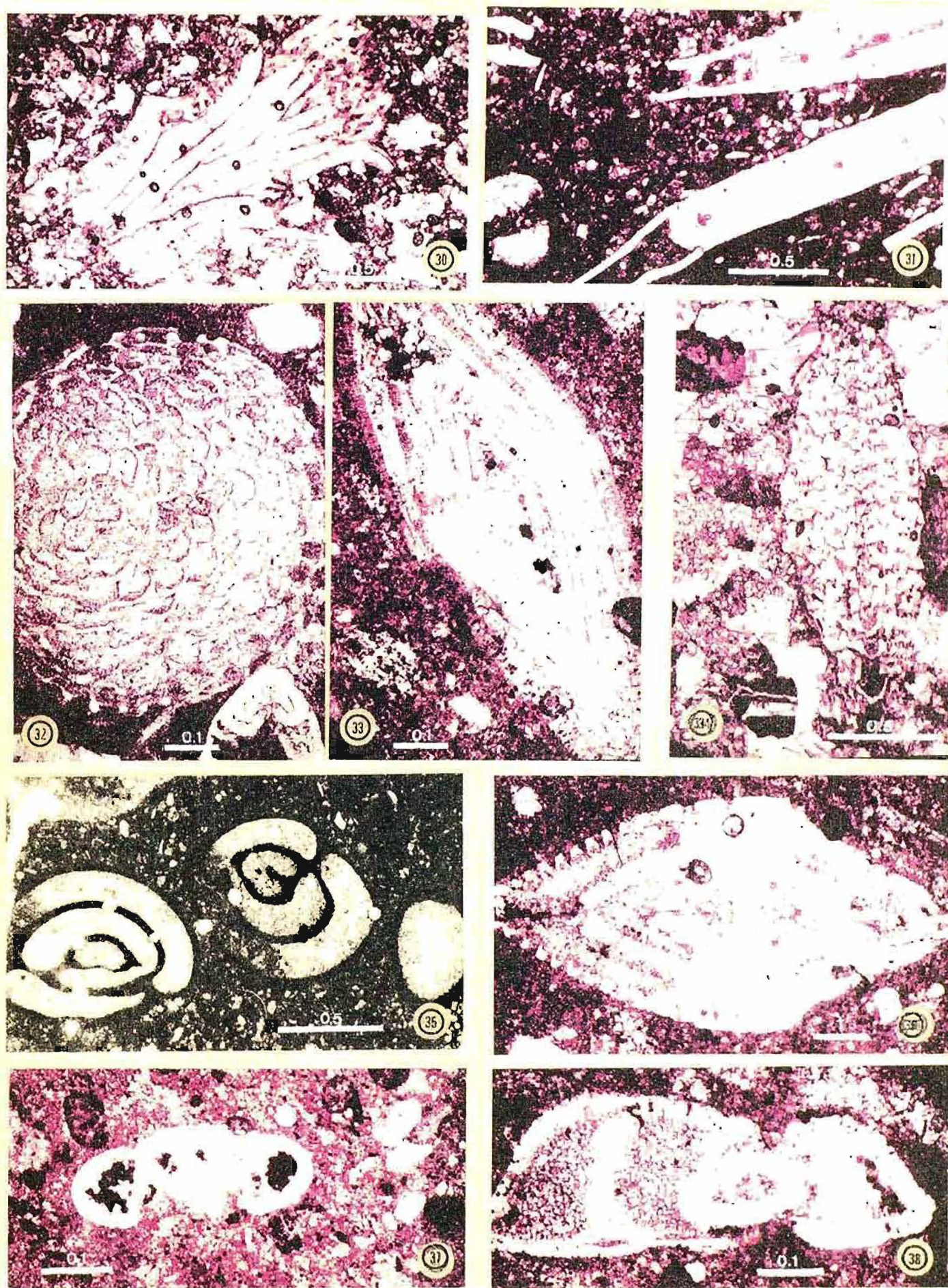
LAMINA IV

Foto 17: Fm. CSE. Área de Son Marroig CSE-7. Morfologías barrocas de poritidos coexistiendo con cantos de colonias profundamente perforados por litófagos (ver figs. II.47 y 48). Foto 18: Rudstone en la base de la segunda secuencia arrecifal de Son Marroig CSE-7. Foto 19: Relleno "geopetal" de los disepimentos de *Thegioastraea* sp. M-2800 NX Es Clot (Sóller). Foto 20: Relleno "geopetal" de *Helioastraea* sp. (?) M-3627 NII. Serie CSE-7. Son Marroig. Foto 21: Karstificación y relleno "por sedimento pelágico" de *Porites* sp. (M-2887 NII) Serie II del área Puig Roig-NW (ver Fig. II.68). Foto 22: Framestones de *Thegioastraea miocenica* y *Stylophora varistella* en los niveles arrecifales del área de Lluç. Foto 23: Framestones de *Stylophora varistella* del área de Lluç.



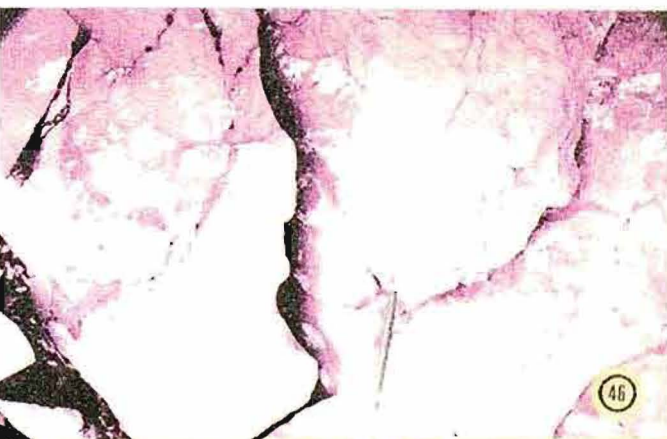
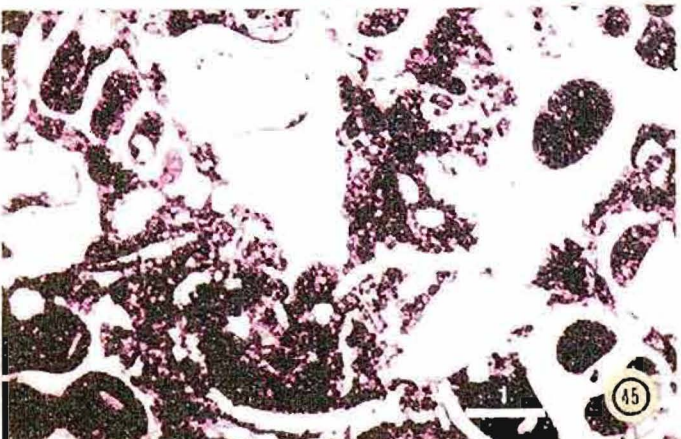
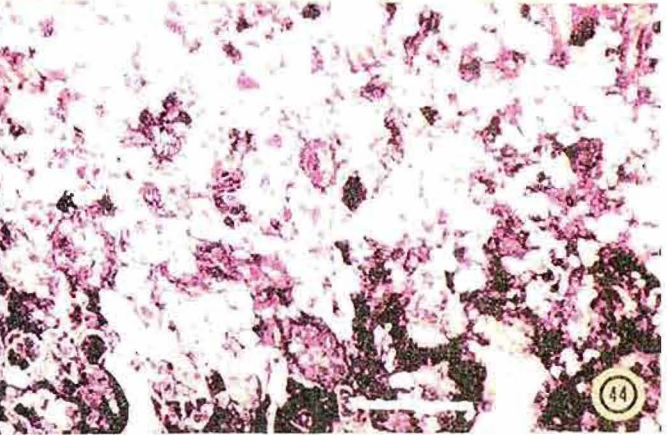
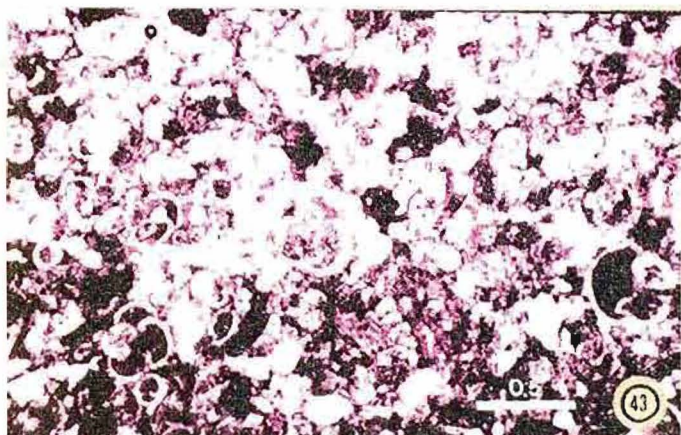
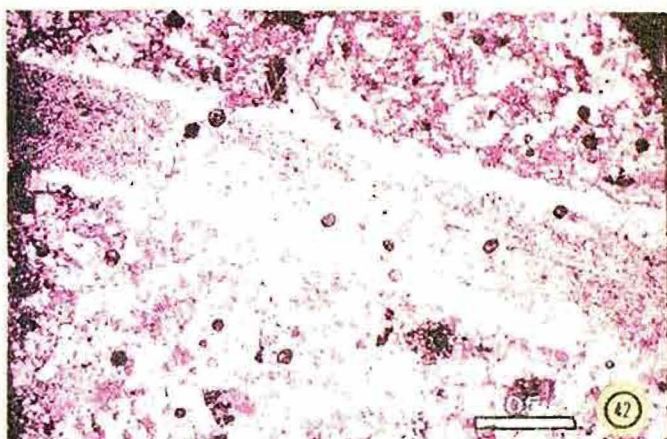
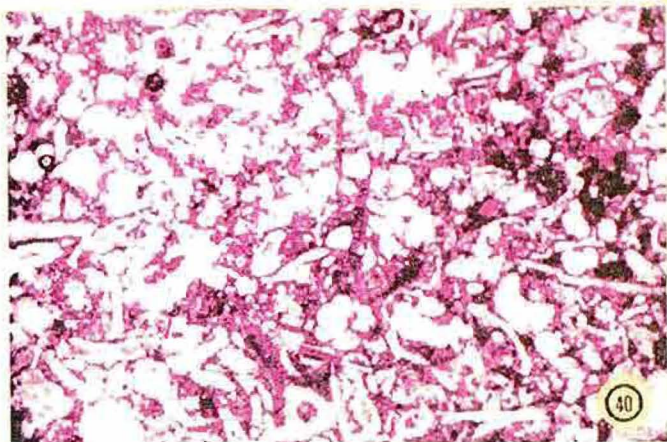
LAMINA V

Foto 24: Fm. CSE. Serie de Son Marroig 1, CSE-7. Packstone de rodofíceas (*Mesophilum* sp.) (M-3628 NII). Foto 25: Packstone de rodofíceas con cuarzo. Serie V del Puig Roig-NW (M-2895A NII) (ver Fig. II.68). Fotos 26 y 27: Detalle de esporangios de *Mesophilum* sp. (M-2888a NII Serie II del Puig Roig NW y M-3630c NII Serie de Son Marroig-1, CSE-7) obsérvase el relleno geopetal. Foto 28: Rodofíceas incrustantes sobre rodofíceas (*Lithoporella* sobre *Mesophilum*) M-2892B NII Serie III del área del Puig Roig-NW (ver Fig. II.68). Foto 29: Bafflestone de rodofíceas. Muestra de mano pulida (área del Puig Roig-NW M-2875).



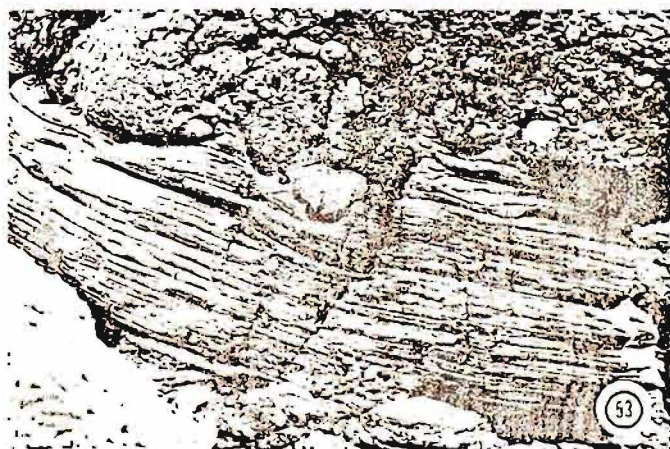
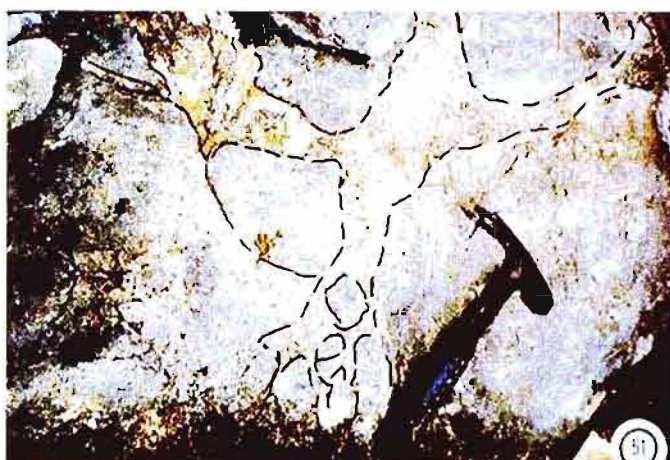
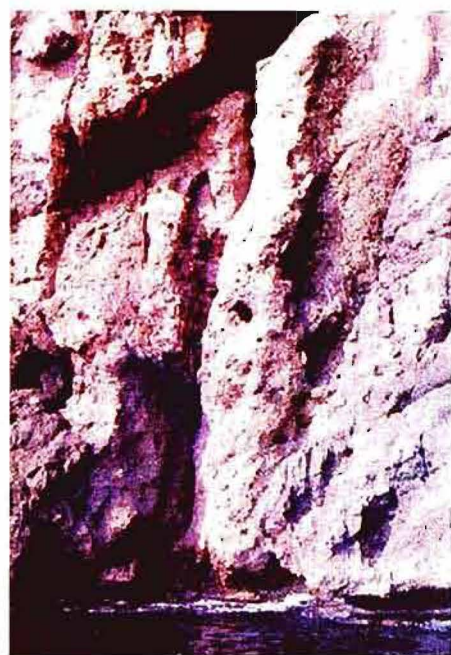
LAMINA VI

Foto 30: fm. CSE. Fragmento de briozoos ramoso. Serie de Es Colomers Lluçanet (M-3685 NII). Foto 31: Wackestone con *Heterostegina* sp. Mirador de Ramón Llull. Serie CSE-6 (M-2975 NII). Foto 32: Miosgipsínido. Serie de Es Puig Roig-HW (M-2906 NX). Foto 33: Amphisteginínido. Afloramientos de Mopnater (Sóller) (M-2805 NII). Foto 34: Lepydociclina. Fm. CSE, en Es Rajoll (M-2763 NII). Fotos 35: Mifidollos. Serie CSE-7. Son Marroig I (M-3632b, NII). Foto 36, 37 y 38: C^a de Sóller a litoc, cerca de Romaner (M-2805 NII). *Elphidium crispum*, *Ammonia beccari* (37) y *Cibicides* (38).



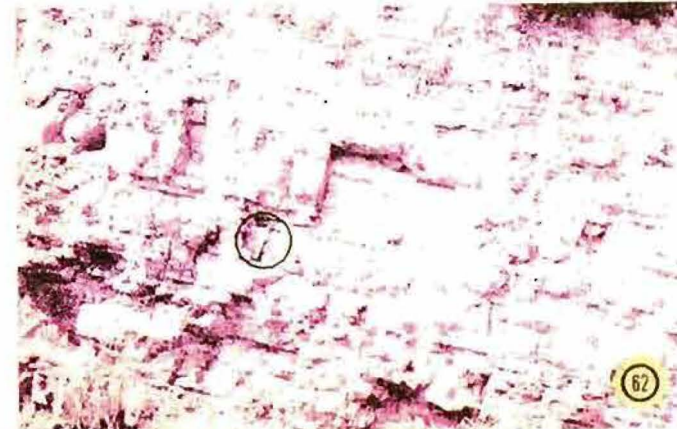
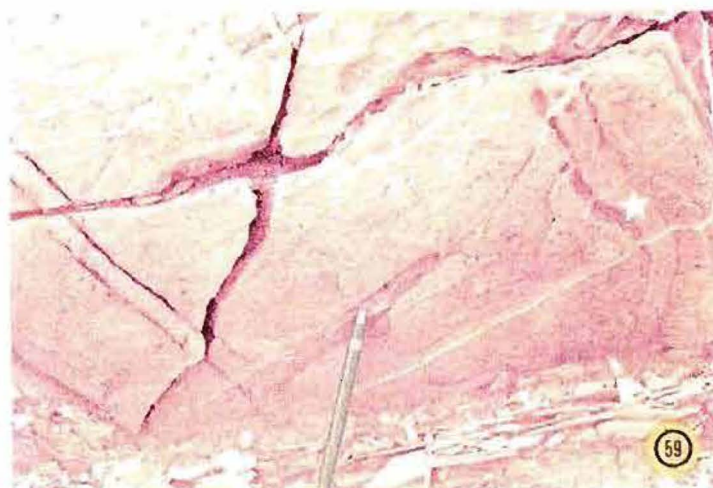
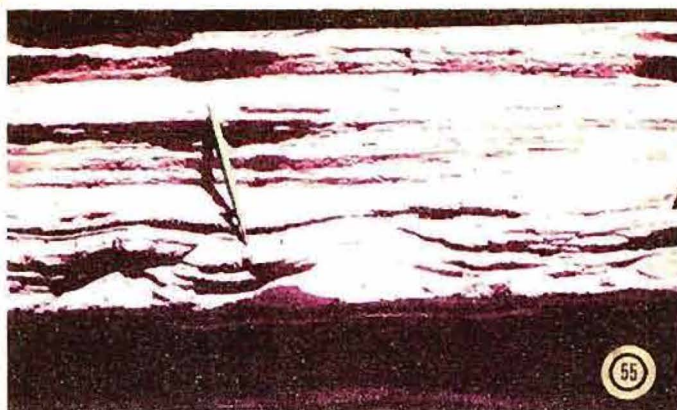
LAMINA VII

Foto 39: Fm. CSE. Calcarenita beige con vermiculados. Sección delgada M-2291 NII. Batiat-S'Esclop (ver Fig. 11.32). Foto 40: Espiculita. Serie CSE-6. Mirador de Ramon Llull. Se observan también foraminíferos tipo *Gibicina* y *Ammonia beccarii* (M-2979 NII). Foto 41: Esponja del tipo *craticularia*. Serie de Es. Tres Còdols-NE (CSE-15) (M-3687). Foto 42: Crecimiento de cemento sintaxial sobre puas de equinido (M-3685 NX). Serie de Es. Colomera-SW (CSE-16). Foto 43: Biocalcarenita con globigerínidos y opacos. Fm. CSE. Ses Ortigues-Punta Jové (M-3728 NII). Foto 44: Fm. CSE. Packstone de globigerínidos, briozoos y puas de equinido. C^a a Na Foradada (Deià) (M-687 NII). Foto 45: Packstone de gasterópodos. Fm. CSE. Area del Puig Roig-NW (M-2876 NII). Foto 46: Calcificación grises de zonas protegidas por *Clammaria*. Area de Es. Cambrilera-Riola.



LAMINA VIII

Foto 47: Fm. CSE. Depósitos de zonas restringidas. Calcilutitas ocreas con gasterópodos y bivalvo, de conchas delgada (M-2810). Barranc d'es Llorers-Monnaber. Foto 48: Niveles laminados algales (*Radi-vularia?*). Fm. CSE. Facies restringidas parálicas (M-2817). Coll d'es Cardscollers. Foto 49: Calcilut-ritas con restos de plantas (*Salix angusta*) del collado de Es Cardscollers-Binis. Fm. CSE. Facies restringidas. Foto 50: Relleno de una grieta de grandes dimensiones afectando al Mesozoico (aparat-o kárstico) por conglomerados de la Fm. CSE.. Cercanías de Es Recó d'es Gall. Foto 51: Relleno fissural afectando a las brechas de materiales dolomíticos por calcarenitas miocenas de la Fm. CSE. Ca Na Lluïsa (Puigpunyent). Foto 52: Superficie erosiva disectando a los depósitos de plataforma afónica de la Fm. CSE. en Es Tres Còdols. La superficie erosiva está rellena por depósitos conglomeráticos areniscosos de la Fm. TB. Foto 53: Niveles calcisiltíticos laminados ("grain-flows" modificados) alternando con depósitos conglomeráticos canalizados. Facies de abanico interno en Es Recó d'es Gall. Fm. TB. Foto 54: Depósitos de intercanal de Cala d'Egos.



LAMINA IX

Foto 55 y 56: Antidunas remontantes y "flutes" en la base de una capa turbidítica. Facies D1 (MUTTI y RICCI LUCCHI, 1972). Serie de Cala Boquer TB-14. Fm. TB. Foto 57: CEP (megaturbidita) en la serie TB-14). Cala Boquer. Foto 58: Facies D1 y C2 en Sa Coma Calenta TB-5 (la vara de Jacob de escala es visible 1,20m). Foto 59: Icnitas tipo *Taphrolaithopsis* en la base de TBT. Serie de Cala d'Egos TB-2. Foto 60: Megaturbidita (CEP) en la cantera de Es Ratjoll. TB-5. Obsérvese la perfecta laminación paralela desde la base y la suave granodecrecencia. En las interláminas se encuentran abundantes restos de plantas. Se utiliza como piedra de torro para construcción. La escala mide 30 cm. Foto 61: Facies C1 en el área de Puigpunyent. La escala está subdividida cada 2' cm. Foto 62: TBT y homio-

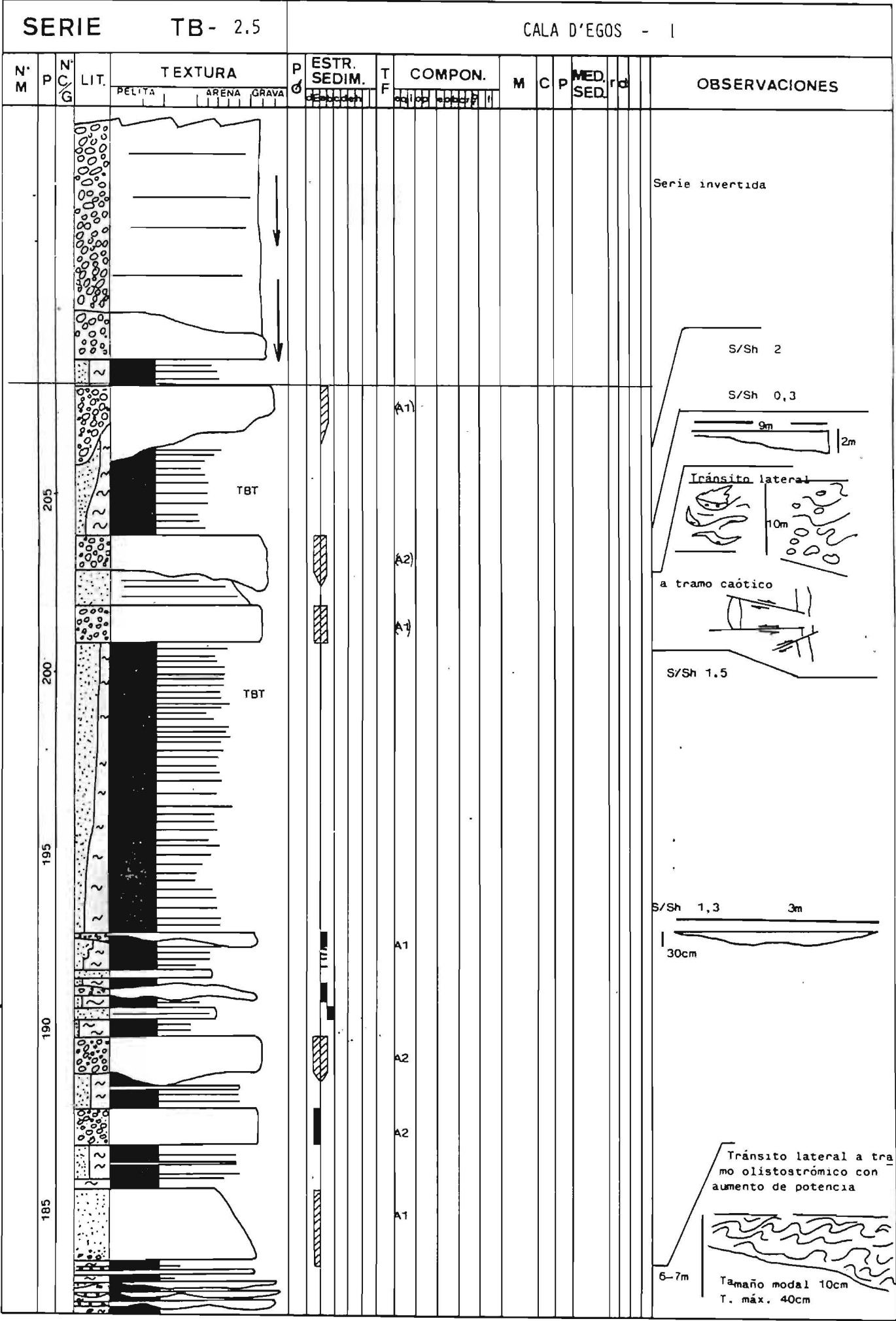
APENDICE - III

COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS PERTENECIENTES A LA FORMACION
TURBIDITICA DE BANYALBUFAR

[illegible]

[illegible]

SERIE				TB- 2.4		CALA D'EGOS - I																																	
N° M	P	N° C G	LIT.	TEXTURA			P	ESTR. SEDIM.	T	COMPON.					M	C	P	MED. SED.	rd	OBSERVACIONES																			
				PELITA	ARENA	GRAVA			F																														
2096																			Tamaño modal 10cm																				
																			A2																	SW			
																			A2																		SW		
																			A2																				
																			A2																				
																			B1																				
																			B1																				
																			TBT																			S/Sh 1.5	
																			TBT																				S/Sh 1.5
																			A1)																				
																			A2																				
																			A2																				
																			A2																				
																			D2																				
																			C1																				
H																																							
B1																				Tramo caótico con fragmentos de sílexitas																			
A2																																							
B1																				Tamaño máximo 1m																			


































[illegible]

[illegible]

SERIE				TB- 6.5		SA COMA CALENTA														
N° M	P	N° C/G	LIT.	TEXTURA			P Ø	ESTR. SEDIM.	T F	COMPON.					M	C	P	MED. SED.	rd	OBSERVACIONES
				PELITA	ARENA	GRAVA				de	lab	lob	ob	cc						
2703		125								A2										
2702		115							A1											
2700		110							A2											
2700		105							A2											

Cantos orientados horizontalmente

[illegible]

	Fósiles indiferenciados		S1 (esquistosidad)
	Macrofauna		m micritización
	Lamelibranquios	M1	Fm. CSE. Formación Calcarenítica de Sant Elm.
	Gasterópodos	M2	Fm. TB. Formación Turbidítica de Banyalbufar.
	Equínidos	Mz	Mesozoico Indiferenciado
	Radiolas de equínidos	Il	Infralías
	Corales	Tk	Triásico Keuper
	* Astreidos	Tm	Triásico Muschelkalk
	⊕ Porítidos	Tb	Triásico Buntsandstein
	Briozoos	BV	Brechas de Valldemossa
	Ostreidos	SUG	Subunidad Gravitacional
	Espículas de esponjas		
	Flora		Bloques de brechas y conglomerados
	Microfauna		Conglomerados con matriz
	Globigerinas		Calcarenitas
	Microforaminíferos bénticos		Calcilutitas
	Nummulites, discocyclinas, Lepidocyclinas		Calcilutitas
	Amphisteginas, Miogypsinas		
	Heterosteginas		
	Miliólidos		
	Radiolarios		
	Algas		
	A. Rodofíceas		
	⊗ Rodolitos		
	A. Clorofíceas		
	Cantos perforados		
	Intraclastos		
	Silexitas		

Las escalas de todas las columnas están en metros.

APENDICE - IV L E Y E N D A

Nº de Muestra _____
 Potencia _____
 Número de capa / número de intervalo grueso _____
 Litología _____

Textura. Tamaño de grano (Pelita-Grava) _____

Paleocorrientes _____
 Destruída _____
 Masiva _____
 granoclasificación _____
 Laminación paralela de alto régimen _____
 Laminación tipo ripple o concoluted _____
 Laminación paralela de bajo régimen _____
 Hemipelagitas _____

Equínidos _____
 Ostreas _____
 Bivalvos _____
 Corales _____
 Rodofíceas _____
 Briozoos _____
 Foraminíferos _____

Tipos de facies

Extraclastos _____
 Cuarzo _____
 Intraclastos _____
 oolitas _____
 Peloides _____

Matriz _____
 Cemento _____
 Porosidad _____
 Ambiente Sed. _____
 recristalización _____
 Dolomitización _____

SERIE TB-

Nº P C N
 M P C N
 G LIT.
 PELITA
 ARENA
 GRAVA
 P ESTR.
 SEDIM.
 T
 F
 COMON.
 M C P
 MED.
 SED.
 OBSERVACIONES

LEYENDA DE LAS COLUMNAS
 PERTENECIENTES A LA
 FORMACION TURBIDITICA
 DE BANYALBUFAR

Nº de Muestra _____
 Espesor (en metros) _____
 Litología _____

Estructuras sedimentarias _____

Color (claro, izq. - oscuro, dere.) _____

Mudstone _____
 Wackestone _____
 Packstone _____
 Grainstone _____
 Bafflestone _____
 Framestone _____
 Matriz _____
 Cemento _____

Porosidad _____
 Intraclastos _____
 Oolitos _____
 Peloides _____
 Extraclastos _____
 Briozoos _____
 Forams. _____
 Ostreidos _____
 equinidos _____
 Ambiente Sedimentario _____
 Recristalización _____
 Dolomitización _____
 Stress _____

Corales _____
 Algas _____
 Lamelibranquios _____
 Gasterópodos _____

CLASTIC

●●●●●●●● CARBONATES

LEYENDA DE LAS COLUMNAS
 PERTENECIENTES A LA
 FORMACION CALCARENITICA
 DE SANT ELM

SERIE Nº: _____
 NAME: _____
 SAMPLE
 THICKNESS
 LITHOLOGY
 STRUCTURES
 COLOUR
 TEXTURE
 CLASTIC
 CARBONATES
 MATRIX
 CEMENT
 POROSITY
 COMPONENTS
 CLASTIC
 CARBONATES
 ENVIRONMENT
 OBSERVATIONS

CAPITULO V. DISCUSION Y CONCLUSIONES.

V.1 PROBLEMAS DE INDOLE GENERAL

Durante el desarrollo de este trabajo se han suscitado varios problemas teóricos cuyo comentario final creemos de interés.

En primer lugar se ha abordado el estudio de los sedimentos de base de una transgresión. Los resultados obtenidos permiten reconstruir la paleotopografía con aceptable detalle, aunque un conocimiento más detallado de la estructura posibilitaría una mayor precisión. No obstante estas relaciones conocimiento tectónico-conocimiento paleogeográfico son recíprocas ya que la paleogeografía obtenida condiciona también las posibles interpretaciones estructurales.

En igual sentido ha de contemplarse el conocimiento de la serie estratigráfica local. Es este un instrumento imprescindible para definir la arquitectura de una masa de depósitos. Su utilización ha permitido en nuestro caso precisar la estructura de parte de la Serra Nord, ya que los depósitos estudiados son los más modernos afectados por la tectónica que configura la Serra, y están por tanto implicados en los accidentes principales.

La metodología empleada en este estudio se ha encontrado con una dificultad concreta: la naturaleza terrígeno-carbonatada de los sedimentos miocenos no facilita su clasificación ya que los depósitos terrígenos y carbonatados suelen estudiarse con metodologías independientes. La solución propuesta de forzar la utilización de los términos calcirrudita, calcarenita y calcilutita al ámbito terrígeno-carbonatado desligándolos del estrictamente carbonático no es quizás la mejor solución, aunque para este trabajo en concreto ha sido suficientemente útil. La discusión planteada en el apartado I.4 ilustra en detalle este problema.

La coexistencia de terrígenos y carbonatados no sólo plantea problemas de clasificación sino que también incide en conceptos más o menos extendidos: Así la presencia simultánea de Corales y aportes terrígenos puede aseverarse a la luz de los resultados obtenidos, de forma que con las adecuadas condiciones oceanográficas y climáticas las colonias sobreviven y prosperan en áreas de importantes aportes terrígenos. Sólo se aprecia una reducción de la diversidad específica, por otra parte lógica, coincidiendo con los momentos álgidos de entrada de extraclastos.

Un problema similar al planteado en los párrafos anteriores ocurre con los depósitos turbidíticos carbonatados o carbonatos resedimentados en aguas profundas y los turbidíticos siliciclásticos. En este caso es mayor el número de estudios sobre sus analogías y diferencias, y en consecuencia, mayor su desarrollo doctrinal, sobre el que incide la presente Memoria (ver apartado III.1). Se destaca aquí la importancia de las megaturbiditas en estos depósitos, para cuya génesis se deducen iguales mecanismos a los establecidos en las secuencias siliciclásticas.

Finalmente he de señalar la poca eficacia del análisis secuencial en las turbiditas carbonatadas, ya que los factores de comportamiento mecánico y pluralidad de puntos de ingreso de los depósitos en la cuenca limitan el método propuesto para los abanicos submarinos siliciclásticos. Esta ineficacia del análisis secuencial viene incrementada, en nuestro caso, por la influencia de una tectónica sinsedimentaria.

V.2 CONCLUSIONES GENERALES.

El Mioceno de la Serra Nord de Mallorca está formado por un conjunto de depósitos sedimentados en ambientes litorales, de plataforma y marinos profundos. Se asientan en discordancia angular sobre un basamento mesozoico y cenozoico tectonizado y en ellos se reconocen dos secuencias deposicionales (VAIL et al., 1977) o unidades tectosedimentarias (GARRIDO MEGIAS, 1973).

La unidad inferior, para la que se propone formalmente su designación como Formación Calcarenítica de Sant Elm, constituye los depósitos de base de la transgresión burdigaliense. Se han reconocido en ella facies continentales (abanico aluvial), litorales y sublitorales (retrabajamiento costero de los aportes terrígenos), facies restringidas (parállicas y protegidas), facies bioconstruídas (arrecifales y bioconstrucciones algales) y facies de plataforma (por debajo de la acción normal del oleaje) tanto fóticas como afóticas.

Su distribución espacial ha permitido, gracias a un despliegue aproximado de las unidades imbricadas en que se encuentran estos depósitos y a las polaridades sedimentarias (influencia de terrígenos) que presentan, reconstruir la paleotopografía de la cuenca. Se identifican áreas emergidas al W y SW de la parte meridional de la Serra, al N de su extremo septentrional y al SE del área central. Configuran una paleotopografía accidentada e irregular en la que coexisten condiciones climáticas tropicales (CHLOROZOAN de LEES, 1975), importantes aportes terrígenos junto a crecimientos arrecifales.

Su techo registra un impulso regresivo con formación de hard grounds y la colonización por organismos de escasa profundidad. La edad generalmente aceptada de dichos depósitos es Burdigaliense inferior.

La segunda secuencia deposicional es de carácter turbidítico y presenta litologías carbonatadas; para esta unidad se propone formalmente su designación como Formación Turbidítica de Banyalbufar. Se sitúa discordante y erosiva sobre la Formación Calcarenítica de Sant Elm o directamente sobre el basamento premioceno. Se caracteriza por secuencias transgresivas o retrogradacionales que se inician con asociaciones de talud inferior o abanico submarino canalizado y que evolucionan a depósitos de llanura submarina entre los que se intercalan megaturbiditas, ya señalada en la literatura sobre este tema (ver apartado III.1), ha sido confirmada plenamente por este estudio.

A pesar de la constancia de las direcciones de aportes (hacia el N y NE) no puede definirse una paleogeografía para estos depósitos, ya que el evento transgresivo que se suma al hundimiento sinsedimentario condiciona una rápida evolución hacia los depósitos profundos quedando desdibujadas las posibles áreas emergidas que en todo caso se situarían al S del área estudiada.

En su conjunto los sedimentos miocenos registran una evolución tectonosedimentaria en la que tras una transgresión más o menos efímera sobre un área estable con relieve acusado, se produce un hundimiento del basamento premioceno, a través de fracturas, en algún caso de rumbo, que generan fosas y depresiones donde se canalizan los depósitos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar. Al hacerse más pronunciado el hundimiento y/o incrementarse el ritmo transgresivo las facies turbidíticas se hacen más distales.

La secuencia se colapsa posteriormente a causa del emplazamiento tectónico de mantos de corrimiento, producto de una compresión post-Langhiense de dirección NW-SE.

La deformación que afecta a los depósitos miocenos permite establecer un estilo tectónico de imbricaciones (Thrust system) con estructuras tipo hinterland dipping duplex en el centro de la Serra, que lateralmente cambia y evoluciona, observándose zonas plegadas tanto al NE como al SW de la Serra. En este último sector algunos pliegues afectando al Mioceno se adaptan a los frentes de cabalgamiento y presentan direcciones transversales a la Serra. La variación del estilo tectónico entre el centro de la Serra y los extremos NE y SW supone un nuevo replanteamiento de la Unidades Tectónicas descritas hasta la actualidad.

CAPITULO VI. BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFIA.

- ALLEN, J.R.L. (1974): The superimposition and classification of dunes formed by unidirectional aqueous flows. Sediment.Geol. 12: 167-178.
- ALLEN, J.R.L. (1982): Sedimentary Structures: Their character and physical basis. Developments in Sedimentology, nº 30-A, Vol. II. Elsevier.
- ALVAREZ, W. (1972): Rotation of Corsica Sardinia Microplate. Nat. Phys.Sc., V. 235: 103-105.
- ALVARO, M. y DEL OLMO, P. (1984): Las Unidades Tectónicas de la Sierra Norte de Mallorca (Islas Baleares). Com.I Congr.Esp.Geología Segovia, 3: 1-10.
- ALVARO, M.; DEL OLMO, P.; BATLLE, A. y RAMIREZ DEL POZO, J. (en prensa): Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000 (MAGNA). Hojas nº 40-25, Formentor. I.G.M.E.
- ALVARO, M.; DEL OLMO, P.; BATLLE, A. y RAMIREZ DEL POZO, J. (en prensa): Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA). Hoja nº 30-26, Sóller. I.G.M.E.
- ALVARO, M.; DEL OLMO, P. y RAMIREZ DEL POZO, J. (en prensa): Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA). Hoja nº 38-27, Palma. I.G.M.E.
- ANADON, P. (1978/79): Deslizamientos gravitacionales y depósitos asociados en el Eoceno marino del borde oriental de la Cuenca del Ebro (Sector de Igualada). Act.Geologica Hisp., t.XIII (1978), nº 2, pp. 53-77.
- ARENES, J. (1951): Contribution a l'etude de la Flore Fossile Burdigalienne des Baléares. Bol.R.Soc.Españ.Hist.Nat. 49: 73-86, Madrid.

- ARENES, J. y DEPAPE, G. (1955): La Flore Burdigalienne des Iles Baleares (Majorque). Rev.Gen.de Botanique. Reseña del Boll.Soc.Hist.Nat. Baleares, 1956, II: 128-129.
- AUZENDE, J.M.; BONNIN, J. y OLIVET, J.L. (1973): The origin of the western mediterranean bassin. J.Geol.Soc.London, vol. 129, pp. 607-620, 6 figs.
- AZEMA, J.; BOURROUILH, R.; CHAMPETER, Y.; FOURCADE, E. y RANGHEARD, Y. (1974): Rapports stratigraphiques, paléogéographiques et structurales entre la Chaîne ibérique, les Cordillères bétiques et les Baléares. B.S.G.F., (7), XIV, 1974, nº2 pp. 140-160.
- BAGNOLD, R.A. (1954): Experiments in the gravity-free dispersion of large spheres in a Newtonian fluid under shear. Royal Soc.London Proc., Ser. A, v. 225, pp. 49-53.
- BAGNOLD, R.A. (1956): The flow of cohesionless grains in fluid. Trans.Royal Soc.London Phil., Ser. A, v. 249, pp. 235-297.
- BANDA, E. y CHANNELL, J.E.T. (1979): Evidencia geofísica para un modelo de evolución de las cuencas del Mediterráneo Occidental. Est.Geol., 35: 5-14.
- BANDA, E.; ANSORGE, J.; BOLOIX, M. y CORDOBA, D. (1980): Crustal Structure of the Balearic Islands (Western Mediterranean). Earth Plan. Scien. and Lett. (in press).
- BANKS, N.L. (1973): Innerelv Member: Late Precambrian marine shelf deposit, East Finnmark. Norg.Geol.Unders, 288: 7-25.
- BARNOLES, A.; CALVET, F.; MARZO, M. y TORRENT, J. (1983): Sedimentología de las secuencias deposicionales del Mioceno del Camp de Tarragona. Com. X Con.Nac.Sedimentología, 7.28-7.31.
- BARON, A.; BATLLE, A.; FUSTER, J.; IGLESIAS, A. y FELGEROJO, C. (1973): Mapa general de síntesis a escala 1:100.000 de la Isla de Mallorca. En: FUSTER, J.: Estudio de los recursos hidráulicos totales en Baleares. Com.Coar.MOPU Minist.Industria, Minist.Agricultura. Madrid.

- BATHURST, R.G.C. (1971): Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in Sedimentology, 12:620 p. Elsevier.
- BATHURST, R.G.C. (1975): Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in Sedimentology. Elsevier. 12: 658 p.
- BATLLE, A. (1971): Estudio estructural del extremo occidental de la Sierra de Mallorca. Tesis de Licenciatura. Univ. de Barcelona. Inédito.
- BATLLE, A. (1979-82): Presencia d'Olistolits a la sedimentació burdigaliana de la Serra Nord de Mallorca. Acta Geologica Hispanica, 14: 311-317.
- BATLLE, A.; FELGUEROSO, C. y FUSTER, J. (1972): Presencia de calizas del Cretáceo superior en el extremo suroeste de la Sierra Norte de Mallorca (Baleares). Bol.Geol.y Minero, t.LXXXIII, pp. 343, 350.
- BAUZA, J. (1956): Fauna coralina del Mioceno de la Isla de Mallorca. Bol.Soc.His.Nat.Baleares, 1 (4): 91-94.
- BAUZA, J. (1961): Contribución al conocimiento de la flora fósil de Mallorca. Est.Geológicos, 17: 161-174. Madrid.
- BAUZA, J. (1962): Nueva contribución al estudio de la flora fósil de Mallorca. Soc.His.Nat.Baleares, 7: 49-55. Palma.
- BERNOUILLI, D. y LAUBSCHER, H.P. (1977): The palinspastic problem of the Hellenides. Eclog.Geol.Helv., 65:107-118.
- BEAUMONT, E. (1827): Note sur la constitution géologique des Iles Baléares. Ann.Scien.Nat., 1ère. série, 10: 423-439. Paris.
- BIJU-DUVAL, B.; COURRIER, P.; APOSTOLESU, V. y LETOUZEY, J. (1974): Carte géologique et structurale de basins tertiaires du domaine Méditerranéen. 1:2.500.000 en 2 partes 95x112. Paris Technip. Commentaires Rev.Inst.Fran.du Petrole, vol.XXIX, nº5, 74027.
- BIZON, G.; BIZON, J.J. y COLOM, G. (1967/68): Note preliminaire sur les microfaunes planctoniques du Miocène marin de l'Ile de Mallorca (Iles Baléares). Giorn.di Geologia Bologna, 2, 35 (2): 331-340.

- BIZON, G.; BIZON, J.J. y col. (1972): Atlas des principaux Foraminifères planctoniques du bassin méditerranéen. Oligocène à Quaternaire. Technip. edit. 316 pp.
- BIZON, G.; BIZON, J.J.; BOURROUILH, R. y MASSA, D. (1973): Presence aux Iles Baléares (Med.Occ.) des sediments Messiniens deposees dans une mer ouverte, a salinité normale. C.R.Ac.Sc.Paris, t.277 (24 sep.73), pp. 985-988, série D.
- BIZON, G.; CITA, M.B.; WRIGHT, R. y MÜLLER, C. (1978): D.S.D.P. Leg 42 A Biostratigraphic Range Charts. Initial Rep.DSDP, vol. XLII, part 1, Washington (US Govern.Print.Off.), pp. 1095-1138.
- BLANC, J.J. (1972): Observation sur la sédimentation bioclastique en quelques points de la marge continentale de la Méditerranée. En: STANLEY (ed.): The Mediterranean Sea, Dowden, Hutchinson and Ross.
- BLUCK, B.J. (1967): Deposition of some Upper Old Red Sandstone Conglomerates in the Clyde Area. Scott.Jour.Geol. 3: 139-167.
- BOFILL, A. (1899): Indicaciones sobre algunos fósiles de la caliza blanca de Muro, Isla de Mallorca. Bol.R.Acad.Cien.Art.de Barcelona, 3ª época, nº 23.
- BOILLOT, G. (1965): Organic gradients in the study of neritic deposits of biological origin; the example of the Western English Channel. Marine Geol., 3: 359-367, Amsterdam.
- BOSENCE, D.W. (1976): Ecological studies on two unattached coralline algae from Western Ireland. Paleontology, 19: 365-395.
- BOSENCE, D.W. (1980): Sedimentary facies, production rates and facies models for recent coralline algal gravels, Co Galway, Ireland. Geological Journal, 15 (2): 91-111.
- BOSENCE, D.W.J. (1983): Coralline algae from the Miocene of Malta. Palaeontology, 26 (1): 147-173.
- BOUMA, A.H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam, 168 p.

- BOUMA, A.H. (1962): Sedimentology of some flysh deposits. Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- BOURGEOIS, J. (1977): Gravity flows. En: FAIRBRIDGE, R.W. y BOURGEOIS, J. (eds.): The Encyclopaedia of Sedimentology. Encyclopaedia of Earth Sciences Series, 6: 385-386, 2 figs., Stroudsburg: Dowden, Hutchinson and Ross.
- BOURROUILH, R. (1970): Le probleme de Minorque et des Sierras de Levante de Majorque. Ann.Soc.Geol.Nord., T.90, fasc. 4, pp. 363-380.
- BOURROUILH, R. (1973): Stratigraphie, sedimentologie et tectonique de l'Ille de Minorque et du NE de Majorque (Baléares). These Doctorat en Sciences. Trav.Lab.Medit.ass.CNRS et Dep.Geol.Struc. Univ.Paris VI.
- BOURROUILH, R. y MAUFFRET, A. (1975): Le socle inmergé des Baléares (Espagne): données nouvelles apportées par des prélèvements sous marins. B.S.G.F., (7) XVII, 1975, n° 6, pp. 1126-1130.
- BOUTET, C.; RANGHEARD, Y.; ROSENTHAL, P.; VISSCHER, H. y DURAND-DELGA, M. (1982): Découverte d'une microflore d'âge Norien dans la Sierra Norte de Majorque (Baléares, Espagne). C.R.Acad.Sc. Paris, 294 (II): 1267-1270.
- BUROLLET, P.F. y DUFAURE, Ph. (1972): The Neogene series drilled by the Mistral N° 1 Well in the Gulf of Lion. En: STANLEY, D.J. (ed.): The Mediterranean Sea: A natural sedimentation laboratory, Dowden, Hutchinson and Ross Inc. Stroudsburg, Pa. USA.
- BUROLLET, P.F. and BYRAMJEE, R.S. (1974): Reflexions sur la Tectonique Globale. Exemples Africains et Méditerranéens. Comp.Fran.des Petroles: Notes et Memoires, n° 11, Paris, 1974, pp. 71-120. 12 figs.
- BOUVY, P. (1857): Note sur les lignites des Iles Baléares. Bull.Soc.Géol. France, 2 série, 14: 770-774.
- BOUVY, P. (1863): Descripción del terreno nummulítico de Mallorca. Rev.Minera, 14. Madrid.

- BOYER, S.E. y ELLIOT, D. (1982): Thrust systems. A.A.P.G.Bull. 66 (9): 1196-1230.
- BROUSSARD, M.L. (1975): Deltas, models for exploration. Houston Geol.Soc., 555 p.
- CALVO-SORANDO, J.P.; GUTIERREZ, G.; MARQUEZ, L.; USERA, J.; LOPEZ OLMEDO, F. y GARCIA DOMINGO, A. (1982): Redeposited beds in a pelagic marly sequence, Middle Miocene, Pinoso-Elda Region, SE Spain. 3rd. European Regional Meetings I.A.S. Abstracts: 79-81.
- COLLET, L. (1909): Quelques observations sur la géologie de la Sierra de Majorque. Arch.Scién.Phys.Nat.Genève, (4) 27: 589-615.
- COLOM, G. (1926): Nota sobre las Amphisteginas, Miogypsinas y Lepidocyclinas del Burdigaliense de Mallorca. Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat., 26: 287-291, Madrid.
- COLOM, G. (1929): Nota sobre las calizas con Miliolas del Estampiense de Mallorca. Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat., Madrid, Tomo Homenaje al Dr.I.Bolívar: 237-239.
- COLOM, G. (1943): Nuevas especies y subespecies de Foraminíferos fósiles de Mallorca. Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat. 62: 317-335. Madrid.
- COLOM, G. (1945): Los Foraminíferos de "concha arenácea" de las margas burdigalienses de las Baleares (Ibiza-Mallorca). Estudios Geológicos Madrid, nº 2, pp. 5-33.
- COLOM, G. (1946): Los sedimentos Burdigalienses de las Baleares. Estudios Geológicos, Madrid, nº 3, pp. 21-112.
- COLOM, G. (1947): Estudios sobre la sedimentación profunda de las Baleares. Inst."Lucas Mallada", C.S.I.C., 149 pp.
- COLOM, G. (1951): Notas estratigráficas y tectónicas sobre la Sierra Norte de Mallorca. Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat. 69: 45-71. Madrid.
- COLOM, G. (1956): Los Foraminíferos del Burdigaliense de Mallorca. Mem.R.Acad.Cien.y Art. 32 (5): 92-229, Barcelona.
- COLOM, G. (1961): La Paléoécologie des laes du Ludien-Stampien inférieur de l'Ile de Majorque. Rev.Micropaleontologie 4: 17-29, Paris.

- COLOM, G. (1966): Cantos rodados con *Lepidocyclinas* en los conglomerados de base de la transgresión Helveciense en la región de Alcudia (Mallorca). Acta Geol.Hisp. 1: 3-4.
- COLOM, G. (1967a): Los depósitos lacustres del Burdigaliense superior de Mallorca. Mem.R.Ac.Cien.Artes de Barcelona 3ª época, nº 728, vol. XXXVIII, nº 5: 327-395.
- COLOM, G. (1967b): Les lacs du Burdigalien supérieur de l'Ile de Majorque (Baléares) et le rôle des Mèlosires (Diatomées) dans la formation de leurs varves. Bull.Soc.Geol.de France (7) IX, 1967, pp. 835-843.
- COLOM, G. (1968): El Burdigaliense inferior, parálico, de la ladera Norte del Puig Mayor (Mallorca). Mem.R.Acad.Cien.Exac.Fis.y Nat. serie C.Nat., t. XXIV, Mem.nº 1, 44 pp.
- COLOM, G. (1970): Historia geológica de Mallorca Palma, 96 pp.
- COLOM, G. (1973): Primer esbozo del Aquitaniense mallorquín. Caracteres litológicos y micropaleontológicos de sus depósitos. Mem.R.Acad. Cien.y Art.Barcelona, v. XLI, nº 12, 3ª época, nº 762, pp. 427-473 (51).
- COLOM, G. (1974): Sobre la extensión del Vindoboniense marino en Menorca y los sondeos de la Deep Sea Drilling Project (USA). Sugerencias respecto a una nueva interpretación de la biogeografía balear. Bol.Geol.y Min. 85 (6): 664-677.
- COLOM, G. (1975): Las diferentes fases de contracciones alpinas en Mallorca. Estudios Geológicos vol. XXXI, pp. 601-608.
- COLOM, G. (1975): Geología de Mallorca 2 vol., 522 pp., Gráficas Mallorca, Palma.
- COLOM, G. y GAMUNDI, J. (1951): Sobre la extensión e importancia de las Moronitas a lo largo de las formaciones aquitano-burdigalienses del estrecho nort-bético. Estudios Geológicos, nº 14 (7): 331-385.
- COLOM, G. y ESCANDELL, B. (1960/63): L'evolution du geosynclinal balear. Livre P.Fallot, T.I, pp. 125-136. Mem.Soc.Geol.France.

- COLOM, G. y RANGHEARD, Y. (1973): Données Nouvelles sur l'extension de niveaux lacustres dans des formations du Miocène inférieur de la Sierra Norte de Majorque (Baléares). Ann.Sci.zuniv.Besançon, Geologie 3^a serie, fasc. 18, 1973, pp. 115-129.
- COLOM, G.; FREYTET, P. y RANGHEARD, Y. (1973): Sur des sediments lacustres et fluviatiles stampiens de la Sierra Nord de Majorque (Baléares). Ann.Sci.Univ.Besançon, Geologie 3^a serie, fasc. 20, pp. 167-174.
- COLOM, G. y SACARES, J. (1968): Hallazgo del Aquitaniense marino en Mallorca. Acta Geologica Hispana - Inst.Nac.Geol. CSIC Año III, nº 5, Sept-Oct 1968, pp. 135-137.
- COOK, H.E. (1979a): Ancient continental slope sequences and their value in understanding modern slope development. En: DOYLE y PICKEY (eds.): Geology of continental slopes, Sepm.Spec.Pub.nº 27, pp. 287-305.
- COOK, H.E. (1979b): Small-scale slides on intercanion continental slope areas Paleozoic of Nevada. Geol.Soc.American Ann.Mtg. vol. 11, p.405.
- COOK, H.E. (1979c): Generation of debris flows and turbidity current flows from submarine slides. A.A.P.G.Bull., vol. 63, p. 435.
- COOK, H.E. y EGBERT, R.M. (1981a): Carbonate submarine fans along a Paleozoic prograding continental margin, Western United States. Abstr.Bull.Am.Ass.Petrol.Geol., 65: 913.
- COOK, H.E. y EGBERT, R.M. (1981b): Late Cambrian-Early Ordovician continental margin sedimentation, Central Nevada. En: TAYLOR, M.E. (ed.): 2nd.International Symposium on the Cambrian System Proceedings: U.S.Geol.Survey Open-File Rept., 81-743, pp. 50-56.
- COOK, H.E. y EGBERT, R.M. (1981c): Late Cambrian-Early Ordovician deep water carbonates, Hot Creek Range, Central Nevada. En: TAYLOR, M.E. (ed.): Cambrian stratigraphy and paleontology of the Great Basin and vicinity, Western United States: 2nd.Int.Symp.on Cambrian System Field Trip Book, 1: 51-770.

- COOK, H.E.; McDANIEL, P.N.; MOUNTJOY, E.W. y PRAY, L.C. (1972): Allochthonous carbonate debris flows at Devonian Bank ('Reef') Margins Alberta, Canada. Bull.Can.Petrol.Geol., 20: 439-497.
- COOK, H.E. y MULLINS, H.T. (1983): Basin Margin Environment. En: SCHOLLE, BEBOUT y MOORE (eds.): Carbonate Depositional Environments. Mem.Am.Ass.Petrol.Geol. 33: 539-617.
- COOK, H.E. y TAYLOR, M.E. (1977): Comparison of continental slope and shelf environments in the Upper Cambrian and Lowest Ordovician of Nevada. Soc.Econ.Paleont.Min.Spec.Publ. 25, 51-81, 49 figs., Tulsa.
- COPAREX ESPAÑOLA, I.N.I., SHELL y C.A.M.P.S.A. (1974): Le Champ d'Amposta. Géologie Public.Int.de l'A.F.T.P.
- CRATI GROUP (COLELLA, A.; GABBIANELLI, G.; RICCI LUCCHI, F., FERRIANI, A. y ROSSI, S. (1981): The Crati Submarine Fan, Ionian Sea. A preliminary report. Abstracts of I.A.S. 2nd. Eur.Mtg. Edit.: VALLONI, R; COLELLA, A.; SONNINO, M.; MUTTI, E.; ZUFFA, G.G. y ORI, G.G.; Bologna. pp. 34-39.
- CRAVATTE, J.; DUFAURE, P.; PRIM, M. y ROUAIX, S. (1974): Les forages du Golfe du Lion. Stratigraphie, sédimentologie. Notes et Mémoires, Comp.Fran.Pétroles 11: 209-274.
- CREVELLO, P.D. y SCHLAGER, W. (1980): Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma Sound, Bahamas. J.Sedim.Petrol. 50: 1121-1148.
- CRIMES, T.P. (1975): The stratigraphical significance of trace fossils. En: FREY, R.W. (ed.): The Study of Trace Fossils Springer-Verlag: 109-130.
- CROWELL, J.C. (1957): Origin of pebbly mudstones. Geol.Soc.Amer.Bull. 68: 993-1009, New York.
- CUERDA, J. (1975): Los tiempos cuaternarios en Baleares. Dip.Prov.Baleares Inst.Est.Baleáricos. CSIC 304 pp.
- CUEVAS, F. (1958a): Informe geológico y minero de los yacimientos de cobre de Banyalbufar y Estallenchs (Mallorca). Inédito.
- CUEVAS, F. (1958b): Informe geológico y minero de los yacimientos cobre de Banyalbufar y Valldemossa (Mallorca). Inédito.

- CHAVE, K.E. (1967): Recent carbonate sediments. An unconventional view. A.G.I.Counc.Educ.Geol.Sci.Short.Rev. 7: 200-204
- CHAUVE, P.; MATAILLET, R.; PECHOUX, J. y RANGHEARD, Y. (1976): Phenomenes tectono-sedimentaires dans la partie Occidentale de la Sierra du Nord de Majorque (Balears, Espagne). Ann.Scién.Univ.Besançon Geologie fasc. 26, 3ème. série, 1976, pp. 31-33.
- CHAUVE, P.; MATAILLET, R.; PECHOUX, J. y RANGHEARD, Y. (1977): Structure de l'Ouest de la Sierra Norte de Majorque. 5ème.Reunion Annuelle des Sciences de la Terre Rennes.
- CHAUVE, P.; AZEMA, J. y FOURCADE, E. (1978): Place structurale des Baléares dans l'edifice bétique. C.R.Ac.Sc.Paris, t.287 (18 sep.78), serie D, pp. 435-438.
- CCHEVALIER, J.P. (1961): Madréporaires et formations récifales miocènes de la Méditerranée Occidental. Mem.Soc.Geol.France n° 93, 562 pp.
- DARDER, B. (1914): El Triásico de Mallorca. Trab.Mus.Nac.Cien.Nat.Serie Geol. n° 7.
- DARDER, B. (1925): La tectonique de la region orientale de l'Ile de Majorque. Bull.Soc.Geol.France 4ª série, T. 25, pp. 245-278.
- DAVIS, R.A.Jr. (1978): Coastal Sedimentary Environments Springer-Verlag. New York. 420 pp.
- DAVIS, W.M. (1938): Sheetflods and streamfloods. Geol.Soc.Amer.Bull. 49: 1337-1416.
- DEBROAS, E.; LAGIER, Y. y SOUQUET, P. (1983): Turbidites calcaires exceptionnelles dans le flysch Turono-Coniacien du versant Nord des Pyrénées Occidentales. Bull.Soc.Géol.France 25 (6): 911-919.
- DE LA MARMORA, A. (1835): Observations géologiques sur les deux Iles Baléares (Minorque-Majorque). Mem.R.Acad.Scién.Torino 38 (51) (Traducción castellana por A. FURIO, 1846, Imprenta Gelabert, Palma).

- DEL OLMO, P.; ALVARO, M.; BATLLE, A. y RAMIREZ DEL POZO, J. (En prensa): Mapa geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA), Hoja nº 39-26. I.G.M.E.
- DEL OLMO, P.; ALVARO, M.; BATLLE, A. y RAMIREZ DEL POZO, J. (En prensa) Mapa geológocp de España a escala 1:50.000 (MAGNA), Hoja nº 39-25, Pollensa. I.G.M.E.
- DEL OLMO, P.; ALVARO, M. y RAMIREZ DEL POZO, J. (En prensa): Mapa geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA), Hoja nº 37-27, Andraitx. I.G.M.E.
- DEPAPE, G. y FALLOT, P. (1928): Les gisements du Burdigalien à plantes de Majorque. Ann.Soc.Géol.du Nord, 53. Lille.
- DE VRIES, G. (1977): Clastic tidal facies C.E.P.C.O., Champaign, Illinois. 149 pp.
- DICKSON, J.A.D. (1965): A modified staining technique for carbonates in thin section. Nature 205: 587.
- DONOSO, J.M.G.; LINARES, D.; PASCUAL, I. y SERRANO, F. (1982): Datos sobre la edad de las secciones del Mioceno inferior de Es Port d'Es Canonge y Randa (Mallorca). Boll.Soc.Hist.Nat.Balears (26): 229-232.
- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: HAM, W.E. (ed.): Classification of Carbonate Rocks. Mem.Am.Ass.Petrol.Geol. 1: 108-121. Tulsa.
- DURAND-DELGA, M. (1975): Impressions sur l'edifice alpin de Corse. En: MAHEL, M. (ed.): Tectonics Problems of the Alpine System. Veda Publ.House, Slovak Acad.Sci., pp. 203-229.
- DURAND-DELGA, M. (1980): La Méditerranée Occidentale: Etapes de sa genèse et problèmes structuraux liés a celle-ci. Libre Jubilaire de la Soc.Geol.de France Mem.H.S. 10: 203-224.
- DURAND-DELGA, M. y FONTBOTE, J.M. (1980): Le cadre structural de la Méditerranée Occidentale. En: Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Colloque C5, 26è Cong.Int., Paris, 1980, pp. 67-85. Mem.B.R.G.M. - 115.

- EDER, F.W. (1972): Riff-nahe detritische kalke bei Balve im Rheinischen schiefergebirge. Göttingen. Arb.Geol.Paläont. 10, 66 p.
- ELLIOT, D. (1976): The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. Royal Soc.London Phil.Trans. A. 283: 289-312.
- ELLIOT, T. (1978a): Deltas. En: READING, H.G. (ed.): Sedimentary environments and facies Blackwell, Oxford. pp. 97-142.
- ELLIOT, T. (1978b): Clastic shorelines. En: READING, H.G. (ed.): Sedimentary environments and facies Blackwell, Oxford. pp. 143-177.
- ELTER, P. y TREVISAN, L. (1973): Olistostromes in the tectonic evolution of the Northern Apennines. En: DE JONG, K.A. y SCHOLTEN, R. (eds.): Gravity and Tectonics Wiley, New York: 175-188.
- ENGEL, W. (1974): Sedimentologische untersuchungen in flysch des Beckens von Akdovscina (Slowenien). Göttinger Arb.Geol.Paläont. 16, 65 pp.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1961/63): Mapa Geológico y Minero de España 1:50.000 Hojas 644 (Pollença, 1961), 699 (Porreres, 1962), 724 (Llucmajor, 1962), 672 (Artá, 1962) y 698 (Palma, 1963). I.G.M.E.
- FAHLQUIST, D.A. y HERSEY, J.B. (1969): Seismic refraction measurements in the Western Mediterranean Sea. Bull.Inst.Océan.Monaco 67 (1386): 52 pp.
- FALLOT, P. (1914a): Sur la tectonique de la Sierra de Majorque (Baléares). C.R.Acad.Sc.Paris T. 158, pp. 645-647.
- FALLOT, P. (1914b): Sur la stratigraphie de la Sierra de Majorque (Baléares). C.R.Acad.Sc.Paris 158: 817-819.
- FALLOT, P. (1922): Etude géologique de la Sierra de Majorque Thèse. Paris et Liège, Béranger Edit. 418 pp.
- FALLOT, P. (1923): Le problème de l'Ile de Minorque. Bull.Soc.Geol.Fran. 4^a série, 23: 344.

- FALLOT, P. (1945): Le problème de Minorque. C.R.Acad.Sci.Paris T. 20: 563-565.
- FALLOT, P. (1948): Les cordilleres Bétiques Est.Geol. Madrid, nº 8, 190 pp.
- FALLOT, P. y DEPAPE, G. (1928): Les gisements du Burdigalien à plantes de Majorque. Ann.Soc.Géol. du Nord. 53: 5-20. Lille.
- FARROW, G.; SCOFFIN, T.; BROWN, B. y CUCCI, M. (1979): An underwater television survey of facies variation on the Inner Scottish Shelf between Colonsay, Islay and Jura. Scottish J.of Geology 15: 13-29.
- FISHER, W.L.; BROWN, L.F.; SCOTT, A.J. and MCGOWEN, J.H. (1969): Delta systems in the exploration for oil and gas. Bur.Econ.Geol. Univ.Texas. Austin. 78 pp.
- FLORES, G. (1955): Discussion. En: BENEIO: The results of the studies on petroleum exploration in Sicily. Boll.Serv.Geol.Ital. 78:47.
- FLÜGEL, E. (1982): Microfacies analysis of limestones Springer-Verlag. Berlin. 633 pp.
- FOLK, R.A. (1959): Practical petrographic classification of limestones. Bull.Amer.Ass.Petrol.Geol. 43: 1-38. Tulsa.
- FOLK, R.L. (1968): Petrology of sedimentary rocks Austin, Texas: Hemphill 170 pp.
- FORNOS, J. y POMAR, L. (1983): Mioceno superior de Mallorca: Unidad Calizas de Santanyí ("Complejo terminal"). En: El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca). Guía de las Excursiones X Congr.Nac.Sedimentología Menorca 1983. Inst.d'Estudis Balearics, Univ. Palma de Mallorca. Eds: POMAR, L.; OBRADOR, A.; FORNOS, J. y RODRIGUEZ-PEREA, A. pp. 177-206.
- FORNOS, J.; RODRIGUEZ-PEREA, A. y SABAT, F. (1984): El Mesozoico de la Serra de Son Amoixa (Serres de Llevant, Mallorca). I Congr.Esp.de Geología, T. I: 173-185.

- FOURCADE, E.; AZEMA, J.; CHABRIER, G.; CHAUVE, P.; FOUCAULT, A. y RANGHEARD, Y. (1977): Liaisons paléogéographiques au Mésozoïque entre les zones externes Bétiques, Baléares, Corso-Sardes et Alpines. Rev.Geographie Phys.et Geologie Dina. (2) vol. XIX, fasc. 4, pp. 377-388. Paris.
- FUSTER, J. (1973): Estudio de los recursos hidráulicos totales de Baleares. Comité de Coordinación: Mº de Obras Públicas, Mº de Industria, Mº de Agricultura. Madrid.
- GARRIDO-MEGIAS, A. (1973): Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en la Zona Central. Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- GINES, A; GINES, J.; POMAR, L. y SALVA, P.A. (1979): La Serra de Tramuntana. VI Col.de Geografía. Guía. Excursión nº 1. 38 pp. Palma.
- GINSBURG, R.N. (1975a): Tidal deposits Springer-Verlag. Berlin. 428 pp.
- GINSBURG, R.N. (1975b): South Florida carbonate sediments. Sedimenta Univ.of Miami. 72 pp.
- GINSBURG, R.N.; LLOYD, R.M.; STOCKMAN, K.W. y McCALLUM, J.S. (1963): Carbonate sediments. En HILL, M.N. (ed.): The sea 3: 554-578.
- GINSBURG, R.M. y JAMES, M.P. (1974): Holocene carbonates of continental shelves. En: BURK, C.A. y DRAKES, C.L. (eds.): Geology of continental margins Springer-Verlag Publ. New York. pp. 137-155.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, D.; PASCUAL, I. y SERRANO, F. (1982): Datos sobre la edad de las secciones del Mioceno inferior de Es Port d'Es Canonge y Randa (Mallorca). Boll.Soc.Hist.Nat. Balears 26: 229-232.
- GRABAU, A.W. (1904): On the classification of sedimentary rocks. Amer. Geol. 33: 228-247.

- GOTTIS, M. (1958): L'apport des travaux de la Compagnie d'Exploration Pétrolière (C.E.P.) dans la reconnaissance du bassin tertiaire du Roussillon. Bull.Soc.Géol.France (6), 8/8: 881-883.
- HAIME, J. (1855): Notice sur la géologie de l'Ile de Majorque. Bull.Soc.Geolog.France 2 série, 12: 734-752. Paris.
- HECKEL, P.H. (1972): Recognition of ancient shallow marine environments. En: RIGBY, J.K. y HAMBLIN, W.K. (eds.): Recognition of ancient sedimentary environments. pp. 226-296. Spec.Publ.Soc.Econ.Paleont.Min. 16. Tulsa.
- HENDRY, H.E. (1972): Breccias deposited by mass flow in the breccia nappe of the French Pre-Alps. Sedimentology 18: 277-293.
- HERMITE, H. (1879): Observations géologiques sur les Iles Majorque Minorque. C.Rend.Acad.Sci.Paris 88: 1097-1148.
- HINZ, K. (1972): Results of seismic refraction investigations (project Anna) in the Western Mediterranean Sea. South and North of the Is. Mallorca. Bull.Centre Rech.Pan.SNPAG 6: 405-426.
- HINZ, K. (1973): Crustal Structure of the Balearic Sea. En: MUELLER, S. (ed.): The structure of the Earth Crust. Tectonophysics 20: 295-302.
- HOEDEMAEKER, Ph.J. (1973): Olisthostromes and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla (Prov. of Murcia, Spain). Scripta Geologica 19.
- HOLMES, A. (1965): Principles of physical geology Ed.Roland Press.Co. New York. 1288 pp.
- HOLLISTER, J.S. (1942): La posición de las Baleares en las orogenias variscaya alpina. CSIC, Inst.José Acosta. Publ.Alem.Geol.Esp. Madrid, 1942. pp. 71-102.
- HSÜ, K.J.; MONTADERT, L. ; BERNOUILLI, D.; CITA, M.B.; ERIKSON, A.; GARRISON, R.E.; KIDD, R.B.; MELIERES, F.; MÜLLER, C. y WRIGHT, R.C. (1977): History of the Mediterranean salinity crisis. Nature 267: 399.
- ILLING, L.V. (1954): Bahamian calcareous sands. Bull.AAPG 38: 1-95.

- IRWIN, M.L. (1965): General theory of epeiric clear water sedimentation. Amer.Assoc.Petrol.Geol.Bull. 49: 445-459.
- JAMES, N.P. (1979): Facies models 10. Shallowing-Upward sequences in carbonates. En: WACKER (ed.): Facies models pp. 109-120.
- JEREZ MIR (1979): Contribución a una nueva síntesis de la Cordillera Bética. Boll.Geol.Min. 90 (6): 1-53.
- JOHNS, D.R.; MUTTI, E.; ROSELL, J. y SEGURET, M. (1981): Origin of a thick, redeposited carbonate bed in Eocene turbidites of the Hecho Group, South-Central Pyrenées, Spain. Geology 9: 161-164.
- JOHNSON, H.D. (1978): Shallow siliciclastic seas. En: READING, H.G. (ed.): Sedimentary environments and facies, pp. 207-257, Blackwell, Oxford.
- KEITH, B.D. y FRIEDMAN, G.M. (1977): A slope-fan basin-plain model, Tacomis sequence, New York and Vermont. J.Sed.Petrol. 47/3: 1220-1241. Tulsa.
- KENNEDY, J.F. (1961): Stationary waves and antidunes in alluvial channels. En: W.M. KECK: Lab Hydraulics Water Resources. Rep.KH-R-Z Cal.Inst.Techn.Pasadena. 146 pp.
- KRAUSE, F.F. y OLDERSHAW, A.E. (1979): Submarine carbonate breccia beds. A depositional model for two layer, sediment gravity flows from the Sekwi Formation (Lower Cambrian), Mackenzie Mountains, Northwest Territories, Canada. Can.J.Earth Sci. 16: 189-199.
- LABAUME, P.; MUTTI, E.; SEGURET, M. y ROSELL, J. (1983): Megaturbidites carbonatées du bassin turbiditique de l'Eocène inférieur et moyen Sud-Pyrénéen. Bull.Soc.Geol.France 25 (6): 927-941.
- LEES, A. (1973): Les dépôts carbonatés de plateforme. Bull.Centre Rech.Pau-SNPA 7 (1): 177-192.
- LEES, A. (1975): Possible influence of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. Marine Geology 19: 159-198.

- LOGAN, B.W.; HARDING, J.L.; AHR, W.M.; WILLIAMS, J.D. y SNEAD, R.D. (1969): Carbonate sediments and reefs, Yucatan shelf, Mexico. Mem.Am.Ass.Petrol.Geol. 11: 1-198.
- LOWE, D.R. (1976a): Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. Sedimentology 23: 208-285.
- LOWE, D.R. (1976b): Grain flow and grain flow deposits. J.Sedim.Petrol. 46: 188-199.
- LOWE, D.R. (1982): Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Jour.Sed.Petro. 52 (1): 279-297.
- LLOPIS, N. (1954): Types de chaines alpines du littoral méditerranéen franc-espagnol et leur rapports avec les Alpes françaises. C.R.19 Congr.Geol.Int.Alger 1955, 13 (14): 262-269.
- MAGNE, J. (1978): Etudes microstratigraphiques sur le Néogène de la Méditerranée Nord-Occidentale. Les bassins Néogènes Catalans. Edicions du CNRS 259 pp.
- MARZO, M.; POMAR, L.; RAMOS, E.; RODRIGUEZ-PÉREA, A. (1983): El Paleógeno de la Sierra Norte de Mallorca. En: El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca). Guía de las Excursiones X Congr.Nac.Sedimentología Menorca 1983. Inst.d'Estudis Balearics, Univ.Palma de Mallorca. Eds.: POMAR, L.; OBRADOR, A.; FORNOS, J. y RODRIGUEZ-PÉREA, A. pp. 75-90.
- MASCARO, J. (1958): Mapa General de Mallorca. Croquis topográfico 1: 31.250 Palma de Mallorca. 46 hojas.
- MATAILLET, R. y PECHOUX, J. (1978): Etude géologique de l'Extrémité Occidentale de la Sierra Nord de Majorque (Baléares, Espagne). Thèse 289 Fac.Sci.et des Techniques Univ.Franche-Comte.
- MATTHEWS, R.K. (1974): Dynamic Stratigraphy. An introduction to sedimentation and stratigraphy. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey. 370 pp.

- MAUFFRET, A. (1970): Structure des fonds marins outour des Baléares. Cahiers Océanographiques, 22:33-42
- MAUFFRET, A. (1976): Etude géodynamique de la marge des îles Baléares. Thèse Univ Pierre et Marie Curie. Paris 6. 137pp.
- MAUFFRET, A. (1976-7): Place du Golfe de Valence et des îles Baléares dans le cadre Méditerranéen. Comiss. Intern. Explor. Sci. Mer Méditerranée. Rapports verbaux des réunions M.C.O. (1977) 24, n°7A 221-222. Symposium histoire structurale bassins Méditerranéens (1976). Mónaco.
- MAUFFRET, A.; SANCHO, J. (1970): Etude de la marge continentale au Nord de Majorque (Baléares, Espagne). Rev. I.F. Pétrole. Vol.XXV n° 6 Juin 1970.
- MAUFFRET, A.; AUZENDE, J.; OLIVET, J.L.; PAUTOT, G. (1972): Le bloc continental baleare (Espagne). Extenssion et evolution. Marine Geology, 2(4):289-300.
- MAUFFRET, A.; MONTADERT, L.; LAVERGNE, M. (1978): Geological and Geophysical setting of DSDP site 372 (W-Med). in: Initial Repports of the DSDP. XLII Part 1 pp.889-896. National Science Fondation April 78.
- MCILREATH, I.A. (1977): Accumulation of a Middle Cambrian, deep water limestone debris apron adjacent to a vertical submarine carbonate scarpement, southern Rocky Mountains, Canada. Soc Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 25, 113-124, 9 figs., Tulsa.
- MCILREATH, I.A.; JAMES, N.P. (1979): Carbonate slopes. In: WALKER, R.G.(ed): "Facies Models". Geoscience Canada. Reprint series 1:133-144.
- MEGIAS, A.G.; LERET, G.; MARTINEZ DEL OLMO, W.; SOLER, R. (1983) La sedimentación neógena en las Béticas: Análisis tectonosedimentario. Mediterránea, 1(G):83-104.
- MEISCHNER, D.; (1962): Rhenar Kalk und Posidomienkalk im Kulm des nordösrlichen Schiefergebirges und der Kohlemkalk von Schreufa (Eder). Abh. hess. Landesamt Bodenforsch. 39, 47pp. 7 pls., 15 figs., 7 tab., Wiesbaden.

- MEISCHMER, K.D. (1964): Allodapische kalke, turbidite in Riff-Mahen. Sedimentations-Becken. En: BOUMA, A.H. y BROUWER, A. (eds.): Turbidites Amsterdam. Elsevier Pub. pp. 156-191.
- MIDDLETON, G.V. y HAMPTON, M.A. (1973): Sediment gravity flows. Mechanics of flow and deposition. En: Turbidites and deep water sedimentation Soc.Econ.Paleont.Mineral.Pacific.Sect., Short Course Lecture Notes, Part I, pp. 1-38. Anaheim.
- MIDDLETON, G.V. y HAMPTON, M.A. (1976): Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. En: STANLEY, D.J. y SWIFT, D.J.P. (eds.): Marine sediment transport and environmental management New York. John Wiley and Sons, pp. 197-218.
- MILLIMAN, J.D. (1974): Marine carbonates Springer-Verlag, 375 pp.
- MONTENAT, C. y OTT D'ESTEVOU, P. (1977): Présence du Pliocene marin dans le bassin de Sorbas (Espagne meridionale). Conséquences paleogeographiques et tectoniques. C.R.Somm.Soc.Geol.Fran. fasc. 4, pp. 209-211.
- MÜLLER, S.T. y LOWRIE, W. (1981): Evolution géodynamique de la Méditerranée Occidentale et des Alpes. Ingenieurs et Architectes Suisses 1981: 317-340.
- MULLINS, H.T. (1983): Eustatic control of turbidites and winnowed turbidites: comment. Geology 11: 57-60.
- MULLINS, H.T. y NEUMANN, A.C. (1979): Deep carbonate bank margin structure and sedimentation in the Northern Bahamas. Spec.Publ.Soc. Econ.Paleont.Mineral. Tulsa, 27: 165-192.
- MULLINS, H.T.; HEATH, K.C.; VAN BUREN, M. y NEWTON, C.R. (1984): Anatomy of a modern open-ocean carbonate slope: Northern Little Bahama Bank. Sedimentology 31: 141-168.
- MUNAR, J. (1983): Contribución al conocimiento de los Equinodermos actuales en Mallorca Tesis de Licenciatura. Universidad de Palma de Mallorca. 397 pp. (Inédito).
- MUTTI, E. (1979): Turbidites et cones sous-marins profonds. En: HOMEWOOD, (ed.): Sedimentation detritique (fluviatile, littorale et marine). Inst.Geol.Univ.Fribourg Suisse. pp. 353-419.

- MUTTI, E. y RICCI LUCCHI, F. (1972): Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. Mem.Soc.Geol.It. 11: 161-199.
- MUTTI, E. y RICCI LUCCHI, F. (1975): Turbidite facies and facies associations. En: MUTTI, E.; PAREA, G.C.; RICCI LUCCHI, F.; SAGRI, M.; ZANZUCCHI, G.; GHIBAUDO, G. y JACCARINO, S.: Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of Northern Apennines. IX Int.Congr.Sedim.Nice 1975 Field Trip A 11, pp. 21-36.
- MUTTI, E. y RICCI LUCCHI, F. (1981): Introduction to the excursions on siliciclastic turbidites. En: Excursion Guidebook of 2nd. European Reg.Meeting of IAS: 1-3; edit.: RICCI LUCCHI, F.
- NARDIN, T.R.; HEIM, F.J.; GORLINE, D.S. y EDWARDS, B.D. (1979): A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base of slope systems versus canyon fan-basin floor systems. Soc.Econ.Paleont.Min.Spec.Publ. 27: 61-73. Tulsa.
- NELSON, C.S. (1978): Temperate shelf carbonate sediments in the Cenozoic of New Zealand. Sedimentology 25: 737-771.
- NESTEROFF, W.D.; RYAN, W.B.F.; HSÜ, K.J.; PAUTOT, G.; WEZEL, F.C.; LORT, J.M.; CITA, M.B.; MAYNC-STRADNER, H. y DUMITRICA, P. (1972): Evolution de la sedimentation pendant le Néogène en Méditerranée d'après les Forages JOIDES DSDP. En: STANLEY, D.J. (ed.): The Mediterranean Sea: A natural sedimentation laboratory pp. 47-63. Dowden, Hutchinson and Ross Inc.Publ., Stroudsburg, USA.
- NEWELL, N.D.; RIGBY, J.K.; WHITEMAN, A.J. y BRADLEY, J.S. (1951): Shoal water geology and environments, Eastern Andros Island, Bahamas. Bull.Am.Mus.Nat.Hist. 97: 1-29.
- NITTROVER, C.A. y STERNBERG, R.W. (1981): The formation of sedimentary strata in an allochthonous shelf environment: the Washington continental shelf. Marine Geology 42: 201-232.

- NOLAN, H. (1895): Structure Géologique d'ensemble de l'Archipel Baléare. B.S.G.F. (3) 23: 76-91.
- NORMARK, W.R. (1970): Growth patterns of deep-sea fans. Am.Ass.Petrol. Geol.Bull. 54: 2170-2195.
- NORMARK, W.R. (1978): Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. Bull.Amer.Ass.Petrol.Geol. 62: 912-931.
- NORMARK, W.R. (1980): Modern and ancient submarine fans: reply. Am.Ass. Petrol.Geol. 64 (7): 1108-1112.
- OBRADOR, A. (1970): Estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales miocénicos de la Isla de Menorca. Acta Geol.Hispana 5 (1): 19-23.
- OBRADOR, A.; POMAR, L.; RODRIGUEZ-PEREA, A. y JURADO, M.J. (1983a): El Neógeno de Menorca. En: El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca). Guía de las Excursiones X Congr.Nac.Sedimentología Menorca'83. Inst.d'Estudis Balearics, Univ. Palma de Mallorca. Eds.: POMAR, L.; OBRADOR, A.; FORNOS, J. y RODRIGUEZ-PEREA, A. pp. 59-72.
- OBRADOR, A.; POMAR, L.; RODRIGUEZ-PEREA, A. y JURADO, M.J. (1983b): Unidades deposicionales del Neógeno menorquín. Acta Geológica Hispánica 18 (2): 87-97.
- OLIVEROS, J.M. (1961): Investigación de lignitos en la zona reservada por el Estado en la Isla de Mallorca. Empresa Nacional "Adaro" de Invest.Mineras. Madrid. 122 pp.
- OLIVEROS, J.M.; ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1960): El Burdigaliense superior salobre-lacustre en Mallorca Mem.Inst.Geol.y Minero de España. Tom.LXI, pp. 265-394.
- PAREA, G.C. y RICCI LUCCHI, F. (1975): Turbidite key beds as indicators of ancient deep-sea plains. Proc.IX Int.Congr.Sedim.Nice Theme 1, pp. 235-242.
- PASCUAL, J.M. (1982): Estudi micropaleontològic del Miocé margós del Massís de Randa (Mallorca) Tesis de Licenciatura. Fac.Ciencias. Univ.Palma de Mallorca (Inédito).

- PAUTOT, G.; AUZENDE, J.M. y OLIVET, J.L. (1983): Valencia Basin. Initial Reports of the DSDP 13 (2): 1430-1441.
- PAYO, G. (1967): Crustal structure of the Mediterranean Sea by surface waves. Part I Group Velocity. Bull.Seism.Soc.Amer. 57/2: 151-172.
- PAYO, G. (1972): Crust-mantle velocities in the Iberian Peninsula and tectonic implications of the seismicity in this area. Geophys.J. R.Astr.Soc. 30: 85-99.
- PAYO, G. (1975): Estructura, sismicidad y tectónica del Mar Mediterráneo M^o de Planificación del Desarrollo. Inst.Geog.y Catastral. Madrid. 39 pp.
- PERMANYER, A. (1982): Sedimentologia i diagènesi dels esculls miocens de la cConca del Penedès. Tesis Doctoral. Univ.Barcelona. (Inédito).
- PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E. y SIEVER, R. (1972): Sand and sandstone. 618 pp. Berlin-Heidelberg-New York. Springer-Verlag.
- POMAR, L. (1976): Importancia de los procesos delapsionales en la génesis de los depósitos mesozoicos y cenozoicos de Mallorca (España) Memoria inf.inédita para optar a una Beca de Estudios Científicos de la Fund.Juan March.
- POMAR, L. (1976): Tectónica de Gravedad en los depósitos mesozoicos paleógenos y neógenos de Mallorca. Bol.Soc.Hist.Nat.Baleares T.XXI, pp. 159-175. Palma de Mallorca.
- POMAR, L. (1979): Ensayo de una nueva hipótesis para la evolución tectosedimentaria de las Baleares. Trabajos de Geografía 35: 139-163.
- POMAR, L. (1979/82): La evolución tectonosedimentaria de las Baleares: Análisis crítico. Acta Geológica Hispánica Homenatge a Lluís Solé i Sabarís. 14: 293-310.
- POMAR, L. y COLOM, G. (1977): Depósitos de flujos gravitatorios en el Burdigaliense de Es RAcó d'Es Gall-Auconassar (Sóller, Mallorca). Bol.Soc,His.Nat.Baleares XXII: 119-136.

- POMAR, L. Y RODRIGUEZ-PEREA, A. (1983): El Neógeno inferior de Mallorca: Randa. En: El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca). Guía de las Excursiones X Congr.Nac. Sedimentología Menorca 1983. Inst.d'Estudis Balearics, Univ. Palma de Mallorca. Eds.: POMAR, L.; OBRADOR, A.; Fornos, J. y RODRIGUEZ-PEREA, A. pp. 115-138.
- POMAR, L.; MARZO, M. y BARON, A. (1983a): El Terciario de Mallorca. Ibidem, 21-44.
- POMAR, L.; RODRIGUEZ-PEREA, A. y SANTANACH, P. (1983b): Estructuras de deformación en el Mioceno inferior de Es Port d'Es Canonge y del Macizo de Randa (Mallorca). Ibidem, 45-58.
- POMAR, L.; ESTEBAN, M.; CALVET, F. y BARON, A. (1983c): La Unidad Arrecifal del Mioceno superior de Mallorca. Ibidem, Itinerario d: 139-176.
- POMAR, L.; RODRIGUEZ-PEREA, A. y SANTANACH, P. (1983d): Rôle des charriages, des failles verticales et des glissements gravitationels dans la structure de la Serra de Tramuntana de Mallorca (Baléares, Espagne) C.R.Acad.Sc.Paris 297 (II): 607-612.
- PRAESSENT, H. (1911): Bau und Boden der Balearischen Inseln Jahresbericht der Geogr.Gesell Sch. Greifswald Band XIII: 19-106.
- PURDY, E.G. (1974): Reef configurations: cause and effect. En: LAPORTE, L.F. (ed.): Reefs in time and space. Spec.Publ.Soc.Econ.Paleont.Miner. Tulsa, 18: 9-76.
- PURSER, B.H. (1973): The Persian Gulf: Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea Springer-Verlag. Berlin. 471 pp.
- RAMOS, E. (1984): Estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales paleógenos del sector occidental de la Sierra Norte de Mallorca-Baleares Tesis de Licenciatura. Univ. Barcelona. (Inédito).
- RANGHEARD, Y. (1971): Etude géologique des Iles d'Ibiza et Formentera (Baleares) Mem.Inst.Geol.y Min.España 82, 340 pp. Madrid.

- RANGHEARD, Y. y SIGAL, J. (1965): Données nouvelles sur la stratigraphie du Crétacé supérieur d'Ibiza (Baléares, Espagne). C.R.Acad.Sc.Paris 260: 6154-6157.
- RIBA, O. (1981): ASpectes de la Geologia marina de la Conca Mediterrània Balear durant el Neògen. Mem.Reial Acad.Cien.i Arts de Barcelona 805: 1-115.
- RICCI LUCCHI, F. (1975a): Depositional cycles in two turbidite formations of Northern Apennines (Italy). SEPM. Jour.Sed.Petrology 45 (1): 3-43.
- RICCI LUCCHI, F. (1975b): Miocene paleogeography and basin analysis in the Periadriatic Apennines. En: SQUYRES, C. (ed.): Geology of Italy. Tripoli (1977) 2: 129-236.
- RICCI LUCCHI, F. (1975c): Sediment dispersal in turbidite basins: Examples from the Miocene of Northern Apennines. IX Cong.Int.Sedim. 1975, Nice. Theme 5: 347-355.
- RICCI LUCCHI, F. (1978): Turbidite dispersal in a Miocene deep-sea plain: the Marnoso-arenacea of the Northern Apennines. En: VAN LOON, A.J. (ed.): Key-notes of the MEGS-II (Amsterdam 1978). Geol.Mijnbouw, 57: 559-576.
- RICCI LUCCHI, F. (1980): Sedimentologia 2ª ed. C.L.U.E.B. Bologna.
- RICCI LUCCHI, F. (1981): The Marnoso-arenacea: A migrating turbidite basin "over supplied" by a highly efficient dispersal system. En: Excursion Guide Book of IAS 2nd. European Reg.Meeting, Ed.: RICCI LUCCHI, F. Bologna, Italy.
- RICCI LUCCHI, F. (1982): Storm and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates Interval-Outcrop equivalents of deep basin gas trap in Western Canada: discussion. AAPG Bull. 66 (12): 2682.
- RICCI LUCCHI, F. y VALMORI, E. (1980): Basin wide turbidites in a Miocene over-supplied deep sea plain: a geometrical analysis. Sedimentology 27: 241-270.

- RODRIGUEZ, J. (1982): El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas. Tesis Doctoral, 379. Universidad de Granada.
- RODRIGUEZ-PEREA, A. (1981): Estudio sedimentológico del Mioceno basal transgresivo de la Sierra Norte de Mallorca (Sector centro-occidental). Tesis de Licenciatura. Univ.Barcelona. (Inédito).
- RODRIGUEZ-PEREA, A. y POMAR, L. (1983a): El Neógeno inferior de Mallorca: Port d'Es Canonge-Banyalbufar. En: El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca). Guía de las Excursiones X Congr.Nac.Sedimento - logía Menorca 1983. Inst.d'Estudis Balearics, Univ. Palma de Mallorca. Eds.: POMAR, L.; OBRADOR, A.; FORNOS, J. y RODRIGUEZ-PEREA, A. Itinerario B: 91-114.
- RODRIGUEZ-PEREA, A. y POMAR, L. (1983b): El Mioceno de la Sierra Norte de Mallorca (sector centro-occidental). Acta Geologica Hispanica 18 (2): 105-116.
- RUIZ-ORTIZ, P. y VERA, J.A. (1979): turbiditas calcáreas del Jurásico superior en las Cordilleras Béticas. Cuad.Geol. 10: 571-582. Univ.Granada. Publ.en 1981.
- RUIZ-ORTIZ, P.A. (1983): A carbonate submarine fan in a fault controlled basin of the Upper Jurassic, Betic Cordillera, Southern Spain. Sedimentology 30: 33-48.
- RUPKE, N.A. (1976a): Sedimentology of very thick calcarenite-marls stone beds in a flysh succession, SW Pyrenées. Sedimentology 23: 43-65.
- RUPKE, N.A. (1976b): Large scale slumping in a flysh basin, SW Pyrenées. J.Geol.Soc.London 132: 121-130.
- RUPKE, N.A. (1977): Growth of ancient deep sea fan. Journal of Geology 85: 725-744.
- SAGRI, M. (1979): Upper Cretaceous carbonate turbidites of the Alps and Apennines deposited below the calcite compensation level. J.Sed.Petrol. 49 (1): 23-28. Tulsa.
- SCHALER, W. y JAMES, N.P. (1978): Low magnesian calcite limestones, forming at the deep sea floor, Tongue of the Ocean, Bahamas. Sedimentology 25: 675-702.

- SCHLAGER, W. y SCHLAGER, M. (1973): Clastic sediments associated with radiolarites (Taugl.Bodem-Schichtem, Upper Jurassic, Eastern Alps). Sedimentology 20: 65-89.
- SCOFFIN, T.P.; ALEXANDERSSON, E.T.; BOWES, G.E.; CLOKIE, J.J.; FARROW, G.E. y MILLIMAN, J.D. (1980): Recent temperate, subphotic, carbonate sedimentation: Rockall Bank, Northeast Atlantic. Jour.Sed.Petr. 50 (2): 331-356.
- SELLWOOD, B.W. (1978): Shallow water carbonate environments. En: READING, H.G. (ed.): Sedimentary environments and facies Blackwell Oxford. pp. 259-313.
- SHAW, A.B. (1964): Time in stratigraphy McGraw Hill. New York. 353 pp.
- SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (1978): Site 371: South Balearic Basin. Reprinted from HSü, K.; MONTADERT, L. et al. (1978): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, XLII (1).
- SIMO, A. (1982): El Mioceno terminal de Ibiza y Formentera Tesis de Licenciatura.Univ.Barcelona. (Inédito).
- SIMON, J.L. (1984): Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental. Inst.Estudios Turolenses. 269 pp. Teruel.
- SMITH, A.G. y WOODCOCK, N.H. (1981): Tectonic sintheses of the Alpine-Mediterranean Region: A review. Cambridge Earth Science Contribution ES 11: 15-38.
- SOLER, R.; MARTINEZ DEL OLMO, W.; MEGIAS, A.G. y ABEGER, J.A. (1980): Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo español. Com.IX Congr.Nac.Sedim.Salamanca Univ.Salamanca (En prensa).
- SOLER, R.; MARTINEZ DEL OLMO, W.; MEGIAS, A.G. y ABEGER, J.A. (1983): Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo español. Mediterranea (Geol.) 1: 71-82.
- STANLEY, D.J. y MUTTI, E. (1968): Sedimentological evidence for an emerged land mass in Ligurian Sea during the Paleogene. Nature 218: 32-36.
- STILLE, H. (1927): Zum Balearischen problem. Abhandl.Gess.der Wiss.zu Göttingen Math.Phys.KLNF 12 (3)

- STOECKINGER, W.T. (1976): Valencian gulf offer deadline nears. The Oil and Gas Journal March 29 (76): 197-294; April 5 (76): 181-183.
- SVESS, E. (1888): Das Antlitz der Erde Viena. (Trad.castellana La faz de la Tierra), DE NOVO, P. y CHICARRO, F. 4 vol. Madrid, 1923-30).
- SURLYK, F. (1978): Submarine fan sedimentation along fault scarps on tilted fault blocks (Jurassic-Cretaceous Boundary, East Greenland). Bull. Grönlands Geol.Unders. 128: 108 pp.
- SZULCZEWSKI, M. (1968): Slump structures and turbidites in the Upper Devonian Limestones of the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica 18: 303-324. Warsaw.
- THOMSON, A.F. y THOMASSON, M.R. (1969): Shallow to deep water facies development in the simple limestone (Lower Pennsylvanian), Marathon Region, Texas. En: FRIEDMAN, G.M. (ed.): Depositional environments in carbonate rocks. S.E.P.M. Spec.Publ. 14: 57-78.
- TUCKER, M.E. (1969): Crinoidal turbidites from the Devonian of Cornwall and their paleogeographical significance. Sedimentology 13: 281-290. Amsterdam.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M. y THOMPSON, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4: Global cycles of relative changes of sea level. En: PAYTON (ed.): Seismic stratigraphy. Applications to hydro-carbon exploration. Memoir AAPG 26:83-97. Tulsa.
- VEGAS, R. y BANDA, E. (1982): Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. Earth Evolution Sciences 1982 (4): 320-343.
- VIRGILI, C. (1952): El Triásico de los Catalánides Tesis Doctoral. Univ.Barcelona. (Inédito).
- WALKER, R.G. (1975): Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite associations. Geol.Soc.Amer.Bull. 86: 737-748. New York.

- WALKER, R.G. (1978): Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps. Amer.Ass. Petrol.Geol.Bull. 62: 932-966. Tulsa.
- WALKER, R.G. (1979): Shallow marine sands. En: WALKER, R.G. (ed.): Facies models. Geoscience Canada, Reprint Series 1: 75-89.
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate facies in Geologic History Springer-Verlag. 471 pp.
- WILLIAMS, H.; TURNER, F.J. y GILBERT, C.M. (1982): Petrography. An introduction to the study of rocks in thin sections. W.H.FREEMAN. San Francisco. 626 pp.

- - - - -